



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Dirección General de Estudios de Posgrado

Facultad de Ciencias Físicas

Unidad de Posgrado

**Impacto del cambio de topografía y cobertura de
superficie sobre precipitación y temperatura
superficial del aire en la zona central del Perú**

TESIS

Para optar el Grado Académico de Magíster en Física con
mención en Geofísica

AUTOR

Miguel SAAVEDRA HUANCA

ASESOR

Dr. Aldo MOYA ÁLVAREZ

Lima, Perú

2019



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Saavedra, M. (2019). *Impacto del cambio de topografía y cobertura de superficie sobre precipitación y temperatura superficial del aire en la zona central del Perú*. Tesis para optar grado de Magíster en Física con mención en Geofísica. Unidad de Posgrado, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Vicerrectorado de Investigación y Posgrado
Dirección General de Biblioteca y Publicaciones

Dirección del Sistema de Bibliotecas y Biblioteca Central



“Año de la lucha contra la corrupción”

Hoja de metadatos complementario

Código ORCID del autor (dato opcional):

Miguel Saavedra: 0000-0002-4773-0647

Código ORCID del asesor o asesores (dato obligatorio):

Aldo Moya: 0000-0001-6048-6290

DNI del autor:

Miguel Saavedra: 44015594

Grupo de investigación:

Institución que financia parcial o totalmente la investigación:

Se llevó a cabo con el apoyo de dos proyectos financiados por el Fondo Nacional de Desarrollo científico, Tecnológico y de Innovación tecnológica (FONDECYT)

1. Proyecto desarrollado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), bajo contrato N° 010-2017-FONDECYT
2. Proyecto desarrollado por el IGP, bajo contrato N° 101-2014-FONDECYT

Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación. Debe incluir localidades y/o coordenadas geográficas:

Zona central del Perú. Abarca la costa, sierra y selva, entre -10.0° -14.5° grados de latitud, y entre -78.0° y -73.0° de latitud.

Año o rango de años que la investigación abarcó:

2004-2008



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Vicedecanato de Investigación y Posgrado

UNIDAD DE POSGRADO

"Año de la lucha contra la Corrupción y la Impunidad"

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE MAGÍSTER EN FÍSICA CON MENCIÓN EN GEOFÍSICA

A los diez días del mes de setiembre de 2019, siendo las cuatro y treinta de la tarde, se reunió el Jurado Examinador, en el auditorio 304 de la Unidad de Posgrado de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, presidido por el señor Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe como presidente, y con la asistencia de los siguientes miembros del Jurado Examinador:

Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe	(Presidente)
Dr. José Luis Flores Rojas	(Miembro integrante)
Dra. Janeth Sanabria Quispe	(Miembro integrante)
Mg. Octavio Fashé Raymundo	(Miembro integrante)
Dr. Aldo Moya Álvarez	(Asesor)

Para la sustentación oral y pública del trabajo de Tesis para optar el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica, del Bachiller **Miguel Saavedra Huanca** con matrícula N° 15137022.

Después de darse lectura al expediente de Grado en el que consta haberse cumplido con todas las disposiciones reglamentarias, los señores Miembros del Jurado Examinador, atendieron a la exposición de la Tesis titulada:

"Impacto del cambio de topografía y cobertura de superficie sobre precipitación y temperatura superficial del aire en la zona central del Perú"

Y formuladas las preguntas, éstas fueron absueltas por el graduando.

Acto seguido, en privado, el Jurado Examinador procedió a la calificación. El Presidente determinó el promedio de la calificación, obteniendo como resultado de:

Excelente (13) Diecinueve

A continuación el Presidente del Jurado Examinador recomienda que la Facultad de Ciencias Físicas proponga que se le otorgue el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica al bachiller **Miguel Saavedra Huanca**.

Siendo las *5:30 pm*, se levantó la sesión; recibiendo el graduando las felicitaciones de los señores Miembros del Jurado Examinador y público asistente.

Los Miembros del Jurado Examinador suscriben el Acta de sustentación de tesis en Lima, a los diez días del mes de setiembre de 2019.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Vicedecanato de Investigación y Posgrado

UNIDAD DE POSGRADO
"Año de la lucha contra la Corrupción y la Impunidad"

Lima, 10 de setiembre de 2019

... Acta de sustentación de Tesis del Bach. Miguel Saavedra Huanca....

Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe
Presidente

Dr. José Luis Flores Rojas
Miembro integrante

Dra. Janeth Sanabria Quispe
Miembro integrante

Mg. Octavio Fashé Raymundo
Miembro integrante

Dr. Aldo Moya Álvarez
Asesor

Dedicatoria

A mis padres, Antonio y Lucila.

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a la institución a la cual debo gran parte de mi carrera, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), por siempre brindarme las facilidades para la realización de esta investigación. Este trabajo, también fue posible gracias al financiamiento del proyectos IGP-MAGNET (*Fortaleciendo la línea de investigación en física y microfísica de la atmósfera*, acuerdo Nro 010-2017-FONDECYT) que fueron manejados por la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera de IGP (SCAH). También al *Sistema computacional de alto rendimiento para la simulación de fluidos geofísicos HPC-Linux-Clúster* del IGP (Financiado por FONDECYT, acuerdo Nro 101-2014-FONDECYT), que fue de vital importancia para la generación de los datos de modelos y la culminación de este trabajo.

Esta investigación tampoco hubiese sido posible sin la colaboración del grupo humano con el cual intercambio ideas con frecuencia. Por esto, mis sinceros agradecimientos a la Dra. Clémentine Junquas, al Dr. Jhan Carlo Espinoza y a la Dra. Yamina Silva, quienes contribuyeron en gran medida con la investigación. Del mismo modo, quiero agradecer al Dr. Aldo Moya por su respaldo durante el proceso de culminación de la tesis. Asimismo, al profesor Dr. Leonidas Ocola, con el que en un inicio coordiné los primeros pasos para la realización de un trabajo de investigación en la maestría en Física de la UNMSM.

Tabla de contenido

Agradecimientos	iv
Tabla de contenido	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xiv
Abreviaturas	xvi
Resumen	xvii
1. Introducción	1
1.1. Zona de estudio	3
1.2. Objetivos de la investigación	4
1.3. Organización de la tesis	5
2. Datos	6
2.1. Estaciones meteorológicas	6
2.1.1. Temperatura del aire y precipitación	6
2.1.2. Promedios de las precipitación, temperatura mínima y máxima	9
2.2. Topografía y uso de suelo	11
2.2.1. Topografía USGS y SRTM	11
2.2.2. Base de datos de land-use	14
2.3. Forzantes y salidas del modelo WRF	16
2.3.1. Forzantes del modelo WRF	17

2.3.2.	Salidas del modelos WRF	17
2.4.	Campaña experimental, vientos - precipitación e imagenes GOES	18
2.4.1.	Campaña experimental para temperaturas mínimas	18
2.4.2.	Precipitación y viento predominante	19
2.4.3.	Imágenes infrarrojas GOES	19
3.	Teoría y métodos	20
3.1.	Modelamiento con el modelo WRF	20
3.1.1.	Implementación del modelo	20
3.1.2.	Downscaling dinámico	22
3.1.3.	Simulaciones con el modelo WRF	23
3.2.	Análisis de cambios en los promedios	24
3.3.	Análisis en subregiones	25
3.4.	Secciones transversales	27
3.5.	Evaluación del performance del modelo	28
4.	Resultados	32
4.1.	Precipitación y temperatura	32
4.1.1.	Efectos sobre la precipitación	32
4.1.2.	Secciones transversales	38
4.1.3.	Efectos sobre la temperatura del aire	42
4.1.4.	Resumen de la sección	46
4.2.	Cambios de las variables de superficie	47
4.2.1.	Vegetación y albedo	47
4.2.2.	Nubosidad y radiación infrarroja	48
4.2.3.	Humedad del aire y divergencia superficial	50
4.2.4.	Resumen de la sección	53
4.3.	Cambios de las variables verticales	54
4.3.1.	Resumen de la sección	61
4.4.	Performance de las simulaciones	62
4.4.1.	Precipitación	62
4.4.2.	Temperatura superficial del aire	70
4.5.	Campaña experimental	76

5. Discusión de resultados	80
5.1. Precipitación	80
5.1.1. HWSA	80
5.1.2. MB	83
5.1.3. ESA	84
5.2. Temperatura superficial del aire	85
6. Conclusiones y recomendaciones	86
6.1. Conclusiones	86
6.2. Recomendaciones	88
Bibliografía	89
Anexo	95
A. Figuras complementarias	95

Lista de figuras

1.1. (a) Zona de estudio, localizada en la parte central del Perú y considera las zonas costera, Andina y Amazónica. En contornos de línea negra se considera la cuenca del Mantaro. (b) Localización de la zona de estudio (en cuadro azul) dentro de Sudamérica. Ambas figuras consideran la topografía en metros.	4
2.1. (a) Ubicación de las estaciones meteorológicas que contienen datos diarios de precipitación, temperatura máxima y mínima. Estas corresponden a la Tabla 2.1. (b) Estaciones meteorológicas automáticas con datos horarios de precipitación y temperatura del aire.	7
2.2. Promedios durante el periodo de estudio de la (a) precipitación, (b) temperatura mínima y (c) temperatura máxima de las estaciones nombradas en la Tabla 2.1.	10
2.3. Topografía de la zona de estudio con la base de datos de USGS y SRTM, es decir (a) hgt_USGS y (b) hgt_SRTM. En (c) se muestran las diferencias hgt_SRTM-hgt_USGS	11
2.4. Land-use de la zona de estudio con la base de datos (a) USGS y (b) de los obtenidos a partir de (Eva et al., 2004). Las categorías se clasifican en 24 según la clasificación que toma en cuenta USGS.	15
3.1. Procesos físicos que considera el esquema de capa superficial NOAA. Figura adaptada de Chen (2007).	22
3.2. Dominios para el anidamiento con el modelo WRF. El dominio D03 coincide con la zona de estudio.	23

3.3. Ubicación de las subregiones A, B y C sobre las regiones HWSA, MB y ESA, respectivamente.	26
3.4. En (a), (b) y (c) se muestran los histograma de frecuencias de altitudes de los puntos de grilla ubicados en las subregiones A, B y C respectivamente. Los colores negro y azul indica la distribución de altitudes con <code>hgt_USGS</code> y <code>hgt_SRTM</code> , respectivamente. En (d), (e) y (f) similar a (a), (b) y (c), pero para land-use. Aquí el color azul indica <code>lu_USGS</code> y el rojo <code>lu_ENEW</code>	26
3.5. Secciones transversales para describir la precipitación y los flujos de humedad. "L" hace referencia al lado izquierdo y "R" al lado derecho de la sección. La numeración se da según la cantidad de secciones. La topografía corresponde a <code>hgt_SRTM</code>	27
4.1. Precipitación media (en sombras) y contornos de 1500 (línea discontinua) y 3500 m.s.n.m. (línea solida) para (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. En (d) y (e) se muestran las diferencias (SIM01 y CTRL) y (SIM02 y CTRL), respectivamente. En (f) y (g) se grafica los cambios relativos mostrados en (d) y (e). (d) y (f) también muestran las líneas de contorno de -500 (azul) y +500 (rojo) debido a las diferencias <code>hgt_SRTM - hgt_USGS</code> . (e) y (g) tienen los mismos contornos que en (c). La línea gruesa indica la región de la cuenca del Mantaro.	34
4.2. (a) Graficos de dispersión entre las diferencias de precipitación $\Delta PP = PP_{SIM01} - PP_{CTRL}$ y altitudes $\Delta hgt = hgt_{SRTM} - hgt_{USGS} (= hgt_{SIM01} - hgt_{CTRL})$ en todos los puntos de grilla en la región de estudio (gris) y en la subregión C (rojo). También se muestra el ajuste lineal para los puntos en gris. En (b) y en (c) se muestran la dispersión para las subregiones B y A, respectivamente.	35
4.3. Horas en la que ocurre el máximo de precipitación según el ciclo diurno en (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Asimismo, en (d), (e) y (f) se muestra el porcentaje de precipitación acumulada durante las 6 horas más cercanas al máximo de precipitación según CTRL, SIM01 y SIM02, respectivamente.	36
4.4. (a) Ciclo diurno de la precipitación en la subregión A según las simulaciones CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo). En (b) y en (c) como en (a), pero para las subregiones B y C, respectivamente. Los valores en color representan los acumulados de todo el ciclo diurno.	38

4.5. (a) Precipitación diaria de CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) a lo largo de la línea L1-R1 . (b) Altitud que consideran las simulaciones CTRL (hgt_USGS, línea negra), SIM01 y SIM02 (hgt_SRTM, línea azul).	39
4.6. Como en la Figura 4.5, pero para el transecto L2-R2.	40
4.7. Como en la Figura 4.5, pero para el transecto L3-R3.	41
4.8. Como en la Figura 4.5, pero para el transecto L4-R4.	42
4.9. (a) Promedio de la temperatura mínima para CTRL, (b) diferencia entre las temperaturas mínimas de SIM01 y CTRL. (c) diferencia entre las temperaturas mínimas de SIM02 y SIM01. (d), (e) y (f) muestran lo mismo, pero para la temperatura mínima. En (a) y (d) Las líneas discontinuas y continuas representan los contornos de 1500 y 3500 m.s.n.m. de hgt_USGS, mientras que en (c) y (f) según hgt_SRTM. En (b) y (e), las líneas azul y roja representan las diferencias negativas y positivas de hgt_SRTM - hgt_USGS.	43
4.10. (a) Gráfico de dispersión entra la diferencia de temperatura mínima $\Delta T_{min} = T_{min_{SIM01}} - T_{min_{CTRL}}$ y altitud $\Delta hgt = hgt_{SRTM} - hgt_{USGS}$ para todos los puntos de la zona de estudio (gris), subregión C (rojo), subregión B (verde) y subregión A (azul). (b) como en (a), pero para la temperatura máxima (T_{max}). La línea negra representa el ajuste lineal para todos los puntos grises.	44
4.11. Como en la Figura 4.4, pero para la temperatura superficial del aire. Los valores en color representan los valores promedio del ciclo diurno.	46
4.12. LAI considerados por (a) SIM01 (lu_USGS) y (b) SIM02 (lu_ENEW). (c) muestra las diferencias de LAI entre SIM02y SIM01.	47
4.13. (a) Albedo promedio según CTRL. (b) Variación del albedo representado por SIM01 respecto de CTRL. (c) Variación del albedo representado por SIM02 respecto de SIM01.	48
4.14. (a) Promedio de la radiación infrarroja incidente en la superficie para las horas de sol con CTRL. (b) Cambio de la radiación infrarroja promedio de SIM01 respecto de CTRL. (c) Cambio de la radiación infrarroja promedio de SIM02 respecto de SIM01.	49
4.15. Similar a la Figura 4.14, pero para las horas durante la noche.	49
4.16. Promedio de la humedad específica durante el día, desde las 08 hasta las 17 horas.	50

4.17. Ciclo diurno de la divergencia del flujo superficial de humedad para las simulaciones CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo). Se muestran para las subregiones (a) A, (b) B y (c) C.	51
4.18. Flujo de humedad superficial promedio para las simulaciones (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. El promedio considera desde las 16 hasta las 19 horas.	52
4.19. (a) Promedios de los flujos de humedad integrado en toda la columna atmosférica para CTRL. (b) Diferencia entre los flujos de humedad integrados obtenidos por SIM01 y CTRL. (c) Diferencia entre los flujos de humedad integrados obtenidos por SIM02 y SIM01. En sombras aparecen los correspondientes valores de divergencia de los flujos de humedad. . . .	55
4.20. (a) Flujos horizontales de humedad a lo largo de L1-R1 (vectores) y transversal a este (contornos) para CTRL. La divergencia de estos flujos se muestran en sombras de color. (b) como en (a) pero para SIM01. (c) muestra las diferencias de las variables mencionadas de SIM02 y SIM01. Se muestra los cálculos con el promedio cerca de las horas de máxima precipitación (13-18 horas).	56
4.21. Como en la Figura 4.20, pero para la sección L3-R3 y con los promedios entre las 16 y 21 horas.	58
4.22. Como en la Figura 4.20, pero para la sección L4-R4 y con los promedios entre las 01 y 06 horas.	59
4.23. Sesgos o bias de la precipitación diaria expresada en porcentaje del promedio de la precipitación observada según las simulaciones (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los círculos negros indican que no hay datos observados según la Tabla 2.1. La topografía (en sombras) corresponde a hgt_SRTM.	62
4.24. Coeficiente de correlación entre la precipitación diaria observada y estimada por (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los acumulados de precipitación diario se calculan a partir de las 07 horas. Los círculos negros indican que no hay datos observados según la Tabla 2.1. La topografía (en sombras) corresponde a hgt_SRTM.	63
4.25. La primera columna muestra el promedios de los índices (a) POD, (d) FAR y (g) FBI para las estaciones ubicadas en la región HWSA. De manera similar, en la segunda y tercera columna se muestran los promedios para las regiones MB y ESA respectivamente.	65

4.26. Ciclo diurno de la precipitación observada (verde), CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) de las siete estaciones automáticas listadas en la Tabla 2.2. Los valores están normalizados a mm.dia^{-1} . Las líneas horizontales representan el acumulado del ciclo diurno. Las líneas de contorno representan los niveles a 2000 y 3500 msnm de hgt_SRTM. También se muestra los límites de la cuenca del Mantaro.	67
4.27. Temperatura de brillo del GOES-13 a diferentes horas en el transecto prependericual a la orientación del <i>valle central del Mantaro</i> . El lado izquierdo (derecho) corresponde al Oceano Pacífico (Amazonía).	68
4.28. Temperatura de brillo del GOES-13, a diferentes horas, en el transecto paralelo a la orientación del <i>valle central del Mantaro</i> . El lado izquierdo (derecho) corresponde al sur (norte) de la cuenca del Mantaro.	69
4.29. Precipitación diaria durante la campaña observacional entre el 21 y 14 de marzo de 2019.	70
4.30. Perfil vertical de la dirección del viento para los eventos más intensos de precipitación de la Figura 4.29	71
4.31. Bias de la temperatura mínima considerando las simulaciones (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los círculos negros indican las estaciones que no tienen datos observados según la Tabla 2.1. La topografía (en sombras) corresponde a hgt_SRTM.	72
4.32. Coeficiente de correlación entre los datos diarios de la temperatura mínima observada y los provenientes de (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02.	73
4.33. Como en la Figura 4.31, pero para la temperatura máxima.	74
4.34. Como en la Figura 4.32, pero para la temperatura mínima.	75
4.35. Ciclo diurno de la temperatura superficial del aire observada (verde), CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) de las siete estaciones automáticas listadas en la Tabla 2.2. Las líneas de contorno representan los niveles a 2000 y 3500 msnm, también se muestra los límites de la cuenca del Mantaro.	76
4.36. Experimento realizado en el observatorio de Huayao del 15 al 18 de julio de 2010. La temperatura del aire a 2m es representada por la línea negra, la radiación infrarroja por la línea azul, y la humedad específica por la línea verde. La velocidad del viento corresponde a las sombras en color gris oscuro. Las nubes a las 07, 13 y 19 horas es representada por su abreviatura y su cobertura en octas.	77

4.37. (a) Distribución de la temperatura mínima bajo condiciones diferentes de nubosidad baja. (b) Considerando solo los casos de (a) que no muestran precipitación en los dos días previos DD. Los datos corresponde a la estación de Huayao para el periodo mayo-junio-julio. Los limites inferior y superior indican los percentiles 25 y 50, mientras que los limites de los brazos indican los percentiles 10 y 90. El Punto negro indica la mediana.	78
4.38. Como en la Figura 4.37, pero para el periodo diciembre-enero-febrero.	78
5.1. Promedios de la (a) razón de mezcla de lluvia líquida <i>grain</i> , (b) flujo de humedad zonal <i>qu</i> y (c) flujo de humedad meridional <i>qv</i> en los niveles verticales simulados por CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) para la subregión A. Las respectivas variables son mostradas en (b), (e) y (h) para la subregión B; y de la misma manera en (c), (f) e (i) para la subregión C.	82
A.1. (a) Radiación neta en CTRL. (b) Cambios de la radiación neta de SIM01 con respecto a CTRL. (c) Cambios de la radiación neta de SIM02 con respecto a SIM01. Las línea negra discontinua y punteada indican los contornos de topografía de 1500 y 3500 m.s.n.m. en (a) y (c). Las líneas azul y roja indican diferencia de topografía de -500 y 500 m.	96
A.2. Coeficiente de correlación entre la precipitación diaria observada y estimada por (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los acumulados de precipitación diario se calculan a partir de las 19 horas.	96

Lista de tablas

2.1. Ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas (longitud, latitud y altitud). Las columnas con P, Tn, y Tx indican la disponibilidad (1) o ausencia (0) de datos de precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima respectivamente. También se indica la región a la que pertenece cada estación con AC, HWSA, MB y ESA.	8
2.2. Ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas automáticas (longitud, latitud y altitud). Estas contienen datos de temperatura horaria de precipitación y temperatura del aire. También se indica la región a la que pertenece cada estación con HWSA, MB y ESA.	9
2.3. Descripción de las regiones consideradas dentro de la región de estudio . .	9
2.4. Sesgos de altitud, según hgt_USGS (D_USGS) y hgt_SRTM (D_SRTM). lu_USGS y lu_ENEW indican la categoría de land-use de cada una de las estaciones. Se indica la región a la que pertenece cada estación con AC, HWSA, MB y ESA. También se muestran, en negrita, los sesgos promedios de altitud, y categorías predominantes por región. . .	13
2.5. Similar a la Tabla 2.4, pero para las estaciones automáticas.	14
2.6. Cantidad de pixeles por categoría dentro de la zona de estudio. Se consideran el número de pixeles y el correspondiente porcentaje. Se consideran las bases de datos de lu_USGS y lu_ENEW.	16
2.7. Variables de salida del modelo WRF que se usarán en el desarrollo de este trabajo. También se consideran su abreviación, unidad y dimensiones. . .	18
3.1. Experimentos que se realizarán usando la topografía USGS y SRTM, y cobertura de suelo de USGS y de los provenientes de Eva et al. (2004). . .	24

3.2. Tabla de contingencia de 2×2 para eventos que ocurren por debajo y por encima de cierto valor umbral de lluvia observada o simulada. A indica el número de aciertos, B el número de falsas alarmas, C El número de desaciertos y D el número de aciertos debajo del valor umbral.	30
4.1. Bias, RMSE y coeficiente de correlación promedio de la precipitación observada y simuladas por CTRL, SIM01 y SIM02. Los promedios se calculan sobre las diferentes regiones (HWSA, MB y ESA). Los valores diarios se calculan a partir de las 19 horas.	63
4.2. Bias, RMSE y coeficiente de correlación promedio de la temperatura mínima observada y simulada por CTRL, SIM01 y SIM02. Los promedios se calculan sobre las diferentes regiones: AC, HWSA, MB y ESA.	73
4.3. Como la Tabla 4.2, pero para la temperatura máxima.	74

Abreviaturas y símbolos

USGS	United States Geological Survey
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
WRF	Weather Research and Forecasting Model
IGP	Instituto Geofísico del Perú
OMM	Organización Meteorológica Mundial
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite

Resumen

Los fenómenos causados por eventos meteorológicos extremos suelen ser recurrentes en el territorio del Perú. Entre los más conocidos tenemos a los eventos extremos de precipitación y aquellos asociados a la temperatura del aire cerca a la superficie. En la zona central del Perú, las lluvias intensas pueden causar inundaciones y movimientos de masa. A manera de ejemplo, estos fenómenos suelen darse hacia la vertiente del Pacífico, generando daños en las vías terrestres nacionales, comunidades, o incluso pueden perjudicar indirectamente en el sistema de agua potable de las ciudades costeras. Respecto a las temperaturas uno de los fenómenos que más impactan en la salud y la agricultura, son las temperaturas mínimas extremas o también denominadas heladas. Estas suelen presentarse en las altas de los Andes. Por estos motivos, esta tesis se enfoca en la representación de la precipitación y la temperatura superficial del aire mediante el modelamiento numérico con el modelo Weather Research and Forecasting Model (WRF) en la zona central del Perú (entre 10 y 14°S, alrededor de la cuenca del río Mantaro). El periodo de estudio considera cinco meses de enero, desde el año 2004 hasta el 2008. Para este periodo se cuenta con datos observados de precipitación diaria, temperatura máxima y mínima de 57 estaciones meteorológicas, así como temperatura del aire y precipitación horaria de 7 estaciones automáticas. También tiene en cuenta tres experimentos o simulaciones que usan diferentes fuentes de datos de topografía y uso de suelos (land-use): (1) topografía y land-use de la base de datos de *United States Geological Survey* (USGS); (2) topografía de la misión *Shuttle Radar topography Mission* (SRTM) y land-use de USGS, y (3) topografía SRTM y land-use obtenido de [Eva et al. \(2004\)](#). Se encuentra que las dos bases de datos de topografía pueden presentar diferencias por encima de 500 m. Esto se da principalmente en la parte este de la cuenca del Mantaro, y en la región de transición Andes-Amazonía. Sin embargo, como en trabajos previos

realizados en otras partes del mundo, el producto SRTM representa mejor las altitudes reales de las estaciones meteorológicas. Así, en la zona de estudio, la tasa de modificación de la temperatura mínima y máxima al cambiar de base de datos topográfico es de -5.7 y -6.6 °C.km⁻¹, respectivamente.

Las precipitaciones también experimentan cambios sustanciales en lugares donde las bases de datos topográficas son muy diferentes. Por ejemplo, SRTM permite un mayor flujo de humedad desde el este en altos niveles, lo que genera una mayor precipitación. En la cuenca del Mantaro, SRTM permite un fuerte incremento de la lluvia cerca del valle que se conecta con la cuenca del Amazonas. Esto se debe a un mayor flujo de humedad entrante debido a la intensificación de los flujos del noroeste sobre la pendiente este de los Andes. Sobre el valle del Mantaro, además de la reducción de los flujos de sur en bajos niveles, la superficie del suelo más baja en SRTM que en USGS permitiría que la humedad convergente tenga una mayor temperatura y por lo tanto menor probabilidad de generación de nubes y lluvia. En la pendiente este de los Andes, el patrón espacial de la precipitación es modificado por los cambios en la convergencia de los flujos de humedad en la vertical: aumento de la convergencia genera mayor precipitación y viceversa. El land-use derivado de ? considera mayor LAI (Índice de área foliar) alrededor de los 3500 msnm en la pendiente este de los andes, esto genera mayor humedad para la generación de nubes y precipitación. En la cuenca este land-use genera flujos de humedad más intensos del Este, lo que puede ayudar en el incremento de la lluvia observado.

En general, se observa una reducción de los bias (o sesgo del modelo) al tomar en cuenta la topografía SRTM. Esto también se observa para las temperaturas máximas y mínimas. La precipitación en la pendiente oeste de los Andes puede ser reducida en 50 % considerando SRTM en lugar de USGS. Cambios mayores a 0.5 C, tras un cambio de land-use, tan solo ocurre cuando cobertura de tipo urbano (calentamiento), cuerpos de agua o nieve (enfriamiento) aparecen en una de las bases de datos de land-use. Finalmente, el ciclo diurno de la precipitación es bien representado por todos los experimentos. Estos resultados concluyen que para futuras simulaciones de alta resolución espacial sobre los Andes peruanos, es recomendable usar una base de datos de topografía representativa como SRTM.

Capítulo 1

Introducción

Es conocido que los datos de topografía y cobertura de suelo representan información clave para el funcionamiento de los modelos climáticos regionales. Por ejemplo, la topografía es importante en la formación de nubes y distribución de temperaturas con la altitud por medio de la dinámica atmosférica tales como los procesos de circulación local y la capa límite planetaria. Por otro lado, la cobertura del suelo juega un papel importante en la distribución del balance de energía de la superficie por intermedio de variables como el albedo, parámetro de rugosidad, emisividad entre otros. Respecto a esto, muchos trabajos muestran que mejorando la representación de estas características, al usar coberturas de suelo más actualizadas y datos de topografía de alta resolución espacial, son importantes para mejorar el desempeño de modelos como Weather Research and Forecasting Model (WRF). Algunos de estos autores son [Pitman et al. \(2004\)](#); [Grossman-Clarke et al. \(2005, 2010\)](#); [Lee and Bebery \(2012\)](#); [Cheng et al. \(2013\)](#); [De Meij & Vinuesa \(2014\)](#); [Teixeira et al. \(2014\)](#); [Schicker et al. \(2015\)](#); [Jiménez-Esteve et al. \(2018\)](#). En particular, mejorar la simulación de la temperatura del aire superficial y la precipitación a alta resolución son muy útiles para ser utilizados como forzantes de entrada de modelos hidrológicos y de glaciología. En los Andes tropicales, la generación de datos de forzantes atmosféricas realistas y de alta resolución espacio-temporal es un paso clave para los estudios de modelamiento hidrológico y glaciológico para el mejor manejo del recurso agua y de la evolución de la variabilidad climática.

La región de los andes centrales del Perú se caracteriza por tener un clima complejo, con un fuerte gradiente zonal desde el Océano Pacífico en el oeste hacia la húmeda planicie de la amazonía en el Este ([Garreaud, 1999](#); [Killeen et al., 2007](#)), incluyendo zonas de máxima precipitación en la pendiente este de los Andes, también llamadas

"rainfall hotspots" ([Espinoza et al., 2015](#)). Trabajos previos han usado el modelo WRF con alta resolución espacial en la región de los Andes del Perú y encontrado fuertes sesgos de precipitación, de hasta 300%, usando diferentes esquemas de parametrización del modelo WRF ([Mourre et al., 2016](#); [Junquas et al., 2018](#)). Los mayores sesgos fueron hallados sobre la Amazonía y la pendiente este de los Andes. Por otro lado, los estudios que analizan los sesgos de temperatura de superficie del aire, con salidas del modelo WRF, son escasas en el Perú. Los trabajos mencionados han utilizado el mismo conjunto de datos de topografía y cobertura de suelo de USGS, los cuales son los datos por defecto que utiliza el modelo WRF. Por esto, uno de los objetivos será mejorar el performance del modelo WRF en la región de los Andes del Perú respecto a las variables de precipitación y temperatura superficial del aire usando un land-use más actualizado así como un modelo de elevación digital (DEM) de alta resolución.

Como se mencionó, estudios previos han mostrado que la simulaciones numéricas pueden ser sensibles a la representación de topografía y cobertura de suelo. Con respecto a esto, algunos autores han realizado experimentos con el modelo WRF cambiando estas características con otras que son obtenidas de datos satelitales con alta resolución espacial contrastadas con observaciones insitu. [Teixeira et al. \(2014\)](#) simula la precipitación usando como forzante la topografía de SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Ellos muestran diferencias de hasta 500 m entre la topografía USGS y SRTM en la isla portuguesa de Madeira. También encontraron cambios en los patrones de precipitación asociados con el cambio de forzante topográfico. [Cheng et al. \(2013\)](#) encuentra mejoras en la simulación de la temperatura del aire usando datos de cobertura de suelo proveniente de imágenes del satélite SPOT (Satellites Pour l'Observation de la Terre) para el área de Taiwan. Estos nuevos datos dieron mejores resultados que aquellos provistos por el mismo modelo WRF, es decir de aquellos provenientes de datos USGS y de productos MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Usando el producto europeo de cobertura de suelo CORINE (Coordination of Information on the Environment), [Kim et al. \(2013\)](#) y [De Meij & Vinuesa \(2014\)](#) muestran mejoras en la simulación de variables meteorológicas de la temperatura y calidad del aire. [Grossman-Clarke et al. \(2005\)](#) indica que cambios en la cobertura de suelo afecta a los flujos turbulentos y a la altura de la capa límite planetaria. Otros trabajos hechos por [Schicker et al. \(2015\)](#), [Grossman-Clarke et al. \(2010\)](#), [Lee and Bebery \(2012\)](#) y [Pitman et al. \(2004\)](#) también muestran cambios en la temperatura y precipitación cuando modificaciones de cobertura de suelo son tomados en cuenta.

Algunos de los pocos trabajos realizados en la cuenca del Mantaro con topografía

de SRTM ha sido los desarrollados por [Moya-Alvarez et al. \(2019, 2018\)](#). Muestran con el modelo WRF, que este sobrestima la precipitación bajo diferentes consideraciones de resolución espacial (18, 6, 3 y 0.75 km); asimismo obtiene menores sesgos para simulaciones con 3 km de resolución. También encuentran, mediante la simulación de eventos extremos entre los años 2007 y 2012, que los eventos intensos por encima de 11 mm.día⁻¹ suelen ser subestimados por el modelo WRF.

Trabajos previos a alta resolución vertical en los Andes con el modelo WRF, como los ya mencionados no han considerado cambios en la topografía y land-use. Tampoco consideran, cómo estos podrían afectar los resultados del modelamiento con el modelo WRF. En este trabajo, se propone evaluar estos cambios y cómo estos podrían impactar en la precipitación y la temperatura superficial del aire durante los meses de enero desde el 2004 al 2008, que corresponde al núcleo de la estación lluviosa en la región central de los Andes del Perú. Este estudio cubre la región central de los Andes del Perú, desde 10S hasta 14.5S en latitud y 78W a 73W en longitud. Esta área también cubre la cuenca del Mantaro, una de las cuencas más grandes en los Andes peruanos, y tiene una importante actividad agrícola. El área de estudio también incluye la costa frente al Océano Pacífico incluyendo la ciudad de Lima (8.6 millones de habitantes, [INEI \(2018\)](#)), capital del Perú, y parte de la región amazónica adyacente a la pendiente este de los Andes.

1.1. Zona de estudio

La zona de estudio está localizada en la zona central de los Andes del Perú, entre -14.5° y -10.0° de latitud, y entre -78.0° y -73.0° de longitud (Figura 1.1). Como se observa en esta figura, el área de estudio abarca desde la zona costera hasta la Amazonía pasando por los Andes el cual enmarca totalmente a la cuenca del río Mantaro (en adelante, cuenca del Mantaro), una de las más grandes en los Andes del Perú.

Una característica de los Andes del Perú, es que se encuentra flanqueado por el Océano Pacífico y la Amazonía por el Oeste y Este, respectivamente. En particular, la zona de estudio también considera a la cuenca del Mantaro que está limitada por montañas en sus bordes Este y Oeste. Estas montañas también definen las pendientes este y oeste de los Andes dentro de la zona de estudio. La cuenca del Mantaro también considera un valle en su frontera este, alrededor de 12.2 S.

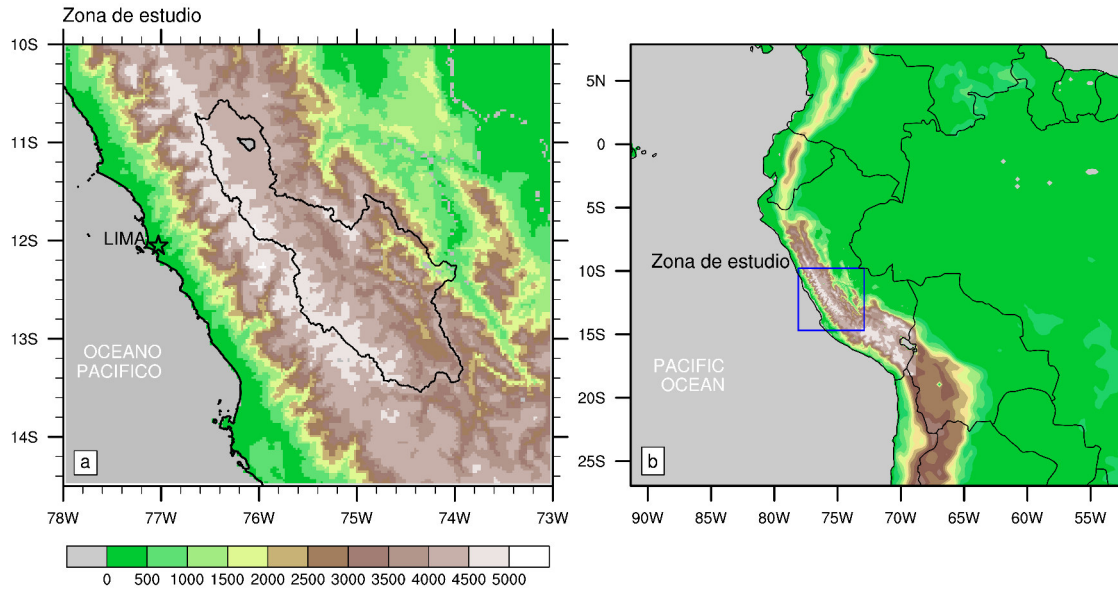


Figura 1.1. (a) Zona de estudio, localizada en la parte central del Perú y considera las zonas costera, Andina y Amazónica. En contornos de línea negra se considera la cuenca del Mantaro. (b) Localización de la zona de estudio (en cuadro azul) dentro de Sudamérica. Ambas figuras consideran la topografía en metros.

1.2. Objetivos de la investigación

El presente trabajo de investigación se desarrollará apuntando a alcanzar un objetivo general. Asimismo, para alcanzar este objetivo será necesario valernos de objetivos más puntuales, los cuales en conjunto podrán responder la cuestión principal. Con el fin de tener en claro esto definimos los siguientes objetivos:

Objetivo general

- Determinar la influencia de los cambios de topografía y cobertura de suelo en las simulaciones numéricas de la precipitación y de la temperatura superficial del aire (a 2m de la superficie).

Objetivos específicos

1. Implementar y caracterizar una base de datos de topografía y otra de cobertura de suelo adicionales a las que el modelo WRF utiliza por defecto.
2. Implementar y configurar el modelo WRF para realizar simulaciones numéricas en

la zona de estudio.

3. Cuantificar los cambios en precipitación y temperatura superficial del aire realizadas por las simulaciones tras cambios de base de datos de topografía y de land-use.
4. Cuantificar el desempeño o performance de las simulaciones al ser comparadas con datos observados de precipitación y temperatura superficial del aire.

1.3. Organización de la tesis

En adelante se organiza el trabajo de investigación como sigue: en el capítulo 2, se hará una descripción de los datos. En el capítulo 3 se desarrollará la metodología y ciertos aspectos teóricos importantes a usarse en capítulos posteriores. Seguidamente, el capítulo 4 estará dedicado al desarrollo de los resultados. En el capítulo 5 se hará una discusión breve en base a los resultados encontrados en los capítulos precedentes. Finalmente, en el capítulo 6 se darán a conocer las conclusiones de este trabajo, así como las recomendaciones correspondientes.

Capítulo 2

Datos

En este capítulo se describirán los diferentes tipos de información que se usarán para desarrollar la investigación. Estas se clasificarán en cuatro tipos: (1) datos provenientes de estaciones meteorológicas, (2) datos de topografía y uso de suelos, (3) los provenientes del modelo numérico WRF. Finalmente, (4) aquellos registrados en una campaña experimental (para el análisis de temperaturas mínimas), datos de perfil de dirección del viento y lluvia asociada, y de imágenes infrarrojas GOES para determinar nubosidad.

2.1. Estaciones meteorológicas

2.1.1. Temperatura del aire y precipitación

Pasaremos a describir la información de precipitación y temperatura del aire superficial (medida a 2 m sobre la superficie del suelo) obtenida en estaciones meteorológicas. Aquí distinguiremos dos grupos de datos, aquellas obtenidas por estaciones meteorológicas convencionales y las que provienen de estaciones meteorológicas automáticas.

Los datos de las estaciones convencionales provienen de 57 estaciones meteorológicas ubicadas en la región de estudio y tienen una frecuencia diaria. Estas estaciones se listan en la Tabla 2.1, donde se muestran su ubicación geográfica además de su altitud y fueron seleccionadas luego de revisar cada una de las series de tiempo de las estaciones.

Errores de digitación fueron corregidos, así como valores incoherentes con la media fueron descartados. También se filtraron las series de tiempo, excluyendo aquellos valores mayores o menores de 3.5 veces la desviación estándar alrededor de la media. Finalmente,

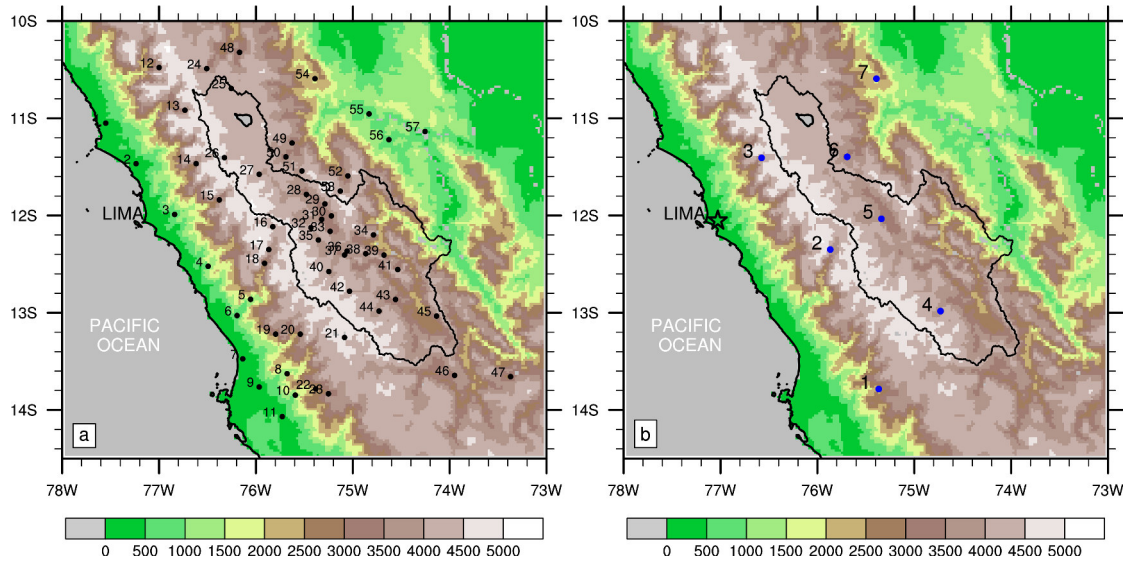


Figura 2.1. (a) Ubicación de las estaciones meteorológicas que contienen datos diarios de precipitación, temperatura máxima y mínima. Estas corresponden a la Tabla 2.1. (b) Estaciones meteorológicas automáticas con datos horarios de precipitación y temperatura del aire.

para poder disponer de la mayor cantidad posible de datos, solo se seleccionaron aquellas series de tiempo con una densidad de datos superior a 80%. De esta manera, de las 57 estaciones disponibles, tan solo 44, 48 y 53 han sido validadas para variables de la precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima, respectivamente.

La distribución espacial de las estaciones sobre la zona de estudio se muestra en la Figura 2.1.a. En la Figura 2.1.b se muestra otro grupo de 7 estaciones. Estas son estaciones automáticas, pero a diferencia de las anteriores, cuentan con información de la precipitación y temperatura del aire a nivel horario.

En la última columna de las Tablas 2.1 y 2.2 se puede observar la clasificación que se realiza con las estaciones, según su ubicación dentro de la zona de estudio. Estas se realizan en función a la ubicación geográfica y se resumen en la Tabla 2.3. De esta manera, AC representa a aquellas estaciones que se ubican a lo largo de la costa y por debajo de 1500 msnm. Seguidamente hacia el Este, desde los 1500 hasta los 4500 msnm., HWSA considera a aquellas ubicadas en la parte alta de la pendiente oeste de los Andes. MB reúne a las estaciones que se encuentran dentro de los límites de la cuenca del Mantaro, y entre 2800 y 4500 msnm. Y finalmente, ESA toma en cuenta a las estaciones alojadas en la pendiente este de los Andes, desde los 500 hasta 4500 msnm. Estas regiones son más fácilmente reconocibles debido a que los límites de HSWA y ESA son adyacentes al

Tabla 2.1. Ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas (longitud, latitud y altitud). Las columnas con P, Tn, y Tx indican la disponibilidad (1) o ausencia (0) de datos de precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima respectivamente. También se indica la región a la que pertenece cada estación con AC, HWSA, MB y ESA.

No	Estación	Longitud	Latitud	Altitud	P	Tn	Tx	Región
1	Alcantarilla	-77.550	-11.050	120	1	1	1	AC
2	Donoso	-77.237	-11.467	180	1	1	1	AC
3	Nana	-76.839	-11.989	523	1	1	1	AC
4	La Capilla	-76.493	-12.522	442	1	1	1	AC
5	Pacaran	-76.055	-12.862	721	0	1	1	AC
6	Socsi	-76.195	-13.029	312	0	1	1	AC
7	Fonagro	-76.136	-13.474	60	0	1	1	AC
8	Huancano	-75.678	-13.627	844	1	1	1	AC
9	Hda Bernales	-75.966	-13.763	294	0	1	1	AC
10	Huamani	-75.593	-13.847	1060	0	1	1	AC
11	San Camilo	-75.728	-14.068	398	0	1	1	AC
12	Cajatambo	-76.999	-10.478	3405	1	1	1	HWSA
13	Picoy	-76.733	-10.917	2990	1	1	1	HWSA
14	Canta	-76.617	-11.467	2974	0	1	1	HWSA
15	Matucana	-76.378	-11.839	2431	1	1	1	HWSA
16	Vilca	-75.826	-12.115	3864	1	0	0	HWSA
17	Carania	-75.867	-12.350	3875	1	0	0	HWSA
18	Yauyos	-75.911	-12.492	2294	1	1	1	HWSA
19	SJ Yanac	-75.796	-13.220	2540	1	1	1	HWSA
20	Huachos	-75.542	-13.220	2598	1	1	1	HWSA
21	Tunel cero	-75.085	-13.254	4475	1	1	1	HWSA
22	Challaca	-75.383	-13.783	1951	0	1	1	HWSA
23	Sgo Cochovos	-75.251	-13.833	2700	1	1	1	HWSA
24	Yanahuanca	-76.508	-10.490	3190	1	0	0	MB
25	Cerro Pasco	-76.254	-10.694	4260	1	1	1	MB
26	Marcapomacocha	-76.325	-11.405	4479	1	1	1	MB
27	La Oroya	-75.966	-11.576	4007	1	1	1	MB
28	Jauja	-75.479	-11.783	3360	1	1	1	MB
29	Ingenio	-75.288	-11.881	3422	1	1	1	MB
30	Sta Ana	-75.221	-12.004	3302	1	1	1	MB
31	Huayao	-75.321	-12.040	3322	1	1	1	MB
32	SJ Jarpa	-75.432	-12.125	3650	1	1	1	MB
33	Viques	-75.234	-12.163	3186	1	1	1	MB
34	Salcabamba	-74.786	-12.199	3275	1	1	1	MB
35	Laive	-75.355	-12.252	3831	1	0	1	MB
36	Acostambo	-75.059	-12.366	3675	1	1	1	MB
37	Pilchaca	-75.085	-12.406	3650	1	1	1	MB
38	Pampas	-74.866	-12.393	3240	1	1	1	MB
39	Colcabamba	-74.678	-12.407	2920	1	1	1	MB
40	Huancalpi	-75.247	-12.576	3890	1	1	1	MB
41	Paucarbamba	-74.536	-12.556	3370	1	0	1	MB
42	Huancavelica	-75.034	-12.779	3770	1	1	1	MB
43	Acobamba	-74.559	-12.864	3356	1	1	1	MB
44	Lircay	-74.729	-12.983	3513	1	0	1	MB
45	La Quinua	-74.135	-13.034	3316	1	1	1	MB
46	Vilcashuaman	-73.949	-13.644	3394	1	1	1	MB
47	Andahuaylas	-73.371	-13.657	2866	1	1	1	MB
48	San Rafael	-76.169	-10.322	3060	1	1	1	ESA
49	Huasahuasi	-75.627	-11.254	2737	1	1	1	ESA
50	Tarma	-75.690	-11.397	3200	1	0	1	ESA
51	Ricran	-75.525	-11.542	3687	1	1	1	ESA
52	Runatullo	-75.051	-11.593	3475	1	0	0	ESA
53	Comas	-75.129	-11.749	3640	1	1	1	ESA
54	Oxapampa	-75.390	-10.593	1814	1	0	1	ESA
55	Pichanaky	-74.832	-10.955	526	1	1	1	ESA
56	Satipo	-74.627	-11.220	588	1	1	1	ESA
57	Pto Ocopa	-74.254	-11.136	830	1	1	1	ESA

Tabla 2.2. Ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas automáticas (longitud, latitud y altitud). Estas contienen datos de temperatura horaria de precipitación y temperatura del aire. También se indica la región a la que pertenece cada estación con HWSA, MB y ESA.

	Station	Latitud	Longitud	Altitud	Región
1	Acora	-13.784	-75.367	1845	HWSA
2	Carania	-12.350	-75.867	3875	HWSA
3	Huaros	-11.407	-76.576	3573	HWSA
4	Lircay	-12.983	-74.729	3372	MB
5	Huayao	-12.034	-75.339	3322	MB
6	Tarma	-11.397	-75.692	3030	ESA
7	Oxapampa	-10.593	-75.390	1850	ESA

Tabla 2.3. Descripción de las regiones consideradas dentro de la región de estudio

Región	Área de cobertura	Límites de altitud (msnm)
AC	A lo largo de la costa	0-1500
HWSA	Pendiente oeste de los Andes	1500-4500
MB	Cuenca del Mantaro	2800-4500
ESA	Pendiente este de los Andes	0-4500

borde oeste y este de MB, respectivamente.

2.1.2. Promedios de las precipitación, temperatura mínima y máxima

En la Figura 2.2 se muestran los valores promedios de la precipitación, temperatura mínima y máxima calculados para el periodo de estudio. La precipitación bajo los 1500 msnm, hacia el lado oeste de los Andes, no es tomada en cuenta, ya que la precipitación es escasa en esta zona y suele estar por debajo de 3 mm.mes^{-1} (Garreaud et al., 2009; Garreaud, 2009; Rau et al., 2017). La precipitación en zonas más altas de la parte este de los andes, es decir por encima de los 1500 msnm, tiene valores que van desde 1 hasta 5 mm.día^{-1} y se incrementa a una razón promedio de 1.2 mm.km^{-1} con altura. Estos valores de precipitación son también consistentes con el valor medio de 2.5 mm.día^{-1} hallado por Rau et al. (2017). En concordancia con Silva et al. (2008); Zubieta et al. (2017), la precipitación en MB es limitada a valores entre 2 y 6.5 mm.día^{-1} y a diferencia de la región anterior, aquí no hay relación lineal clara entre la precipitación media y la altitud. Los valores precipitación más altos se presentan cerca al valle que conecta a MB con la Amazonía por su parte sureste en 12.2 S . Por último, la precipitación en ESA presenta valores entre 1-5 y 8 mm con los valores más altos en las partes bajas y los

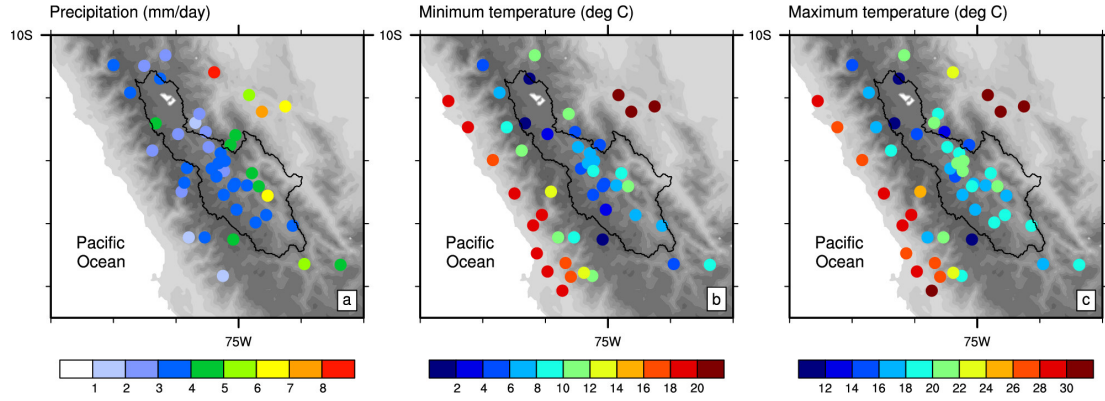


Figura 2.2. Promedios durante el periodo de estudio de la (a) precipitación, (b) temperatura mínima y (c) temperatura máxima de las estaciones nombradas en la Tabla 2.1.

más bajos en las zonas altas. Este comportamiento es también hallado por [Lavado et al. \(2013\)](#) en una cuenca más extensa que MB y que se extiende hacia las zonas bajas y hacia el sur de la zona de estudio.

En general, las temperaturas máximas y mínimas decrecen con la altitud con valores bajos en MB, HWSA y la parte alta de ESA; y valores altos en AC y ESA. En AC, la temperatura mínima es limitada a 15-20 °C y la máxima a 26-33 °C. Más arriba, en HWSA, la temperatura mínima va desde 0 a 15 °C y la máxima de 10 a 25 °C. MB presenta temperaturas mínimas entre 0 y 11 °C, mientras que la temperatura máxima va de 10 hasta 21 °C; ambos presentan los valores más bajos en las partes bajas o valles. Finalmente, en ESA los cambios van entre 5 y 22 °C (13 y 33 °C) para la temperatura mínima (máxima).

Dado que usualmente la temperatura disminuye con la altura, se ha calculado el gradiente de las temperaturas mínimas y máximas para las regiones ya definidas (AC, HWSA, MB y ESA). Para esto se realizó la regresión lineal para cada uno de los grupos. De esta manera, este gradiente en las estaciones de AC son -2.9 y 0.2 °C.km⁻¹ para la temperatura mínima y máxima respectivamente. El gradiente positivo en la máxima temperatura puede ser explicada debido a la menor insolación en las zonas bajas de AC (cerca a la línea de costa) que en las altas por la presencia de la capa de inversión que permite que la base de las nubes se extienda hacia el continente hasta los 1500 msnm aproximadamente ([Klein and Hartman, 1993](#); [Muñoz et al., 2011](#); [Joly et al., 2017](#)). Gradientes de temperatura mínima de -5.3, -5.8 y -5.0 °C.km⁻¹ son calculados para HWSA, MB y ESA respectivamente; valores similares son encontrados para la temperatura máxima, excepto para HSWA con un valor ligeramente superior de 5.4

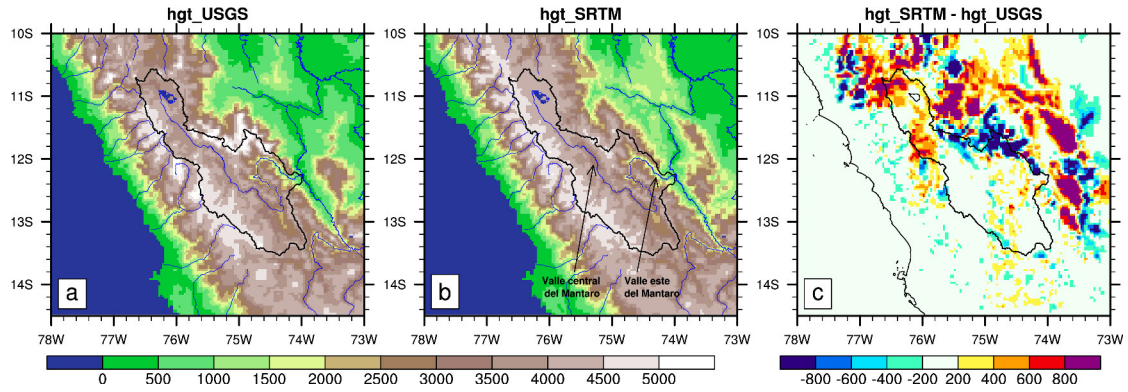


Figura 2.3. Topografía de la zona de estudio con la base de datos de USGS y SRTM, es decir (a) hgt_USGS y (b) hgt_SRTM. En (c) se muestran las diferencias hgt_SRTM-hgt_USGS

$^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.

2.2. Topografía y uso de suelo

2.2.1. Topografía USGS y SRTM

Actualmente, existen diferentes bases de datos de topografía. Estas se diferencian principalmente por su resolución espacial. Para el presente estudio, usaremos dos bases de datos con resolución espacial de 3 km. La primera base de datos proviene de la USGS y la identificaremos mediante hgt_USGS. La segunda es obtenida a partir del proyecto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Farr et al., 2007) y será nombrada como hgt_SRTM.

La Figura 2.3.a y 2.3.b muestran los datos topográficos de hgt_USGS y hgt_SRTM, respectivamente. Este muestra en sombras de color intervalos de cada 500 m. Se adiciona la trayectoria que siguen los ríos con el fin de tener una mejor percepción de los valles. También se indican dos valles dentro de la cuenca del Mantaro a las que denominaremos *valle central del Mantaro* y *valle este del Mantaro*. Como su nombre lo indica, el primero está ubicado en la parte central de la cuenca y el segundo en la parte del Este. La importancia del valle central del Mantaro radica en que es una importante zona agrícola (IGP, 2005). Mientras que el valle este es una zona de conexión, bien definida, con la Amazonía. Un ejemplo de estas diferencias se puede observar en la representación del valle central del Mantaro, donde hgt_SRTM lo representa como un valle más pronunciado.

La diferencia absoluta entre las bases de datos de topografía, con intervalos de 200m, se muestran en la Figura 2.3.c. Aquí se puede observar más claramente las diferencias de altitud en el valle central del Mantaro. Sin embargo, existen otras zonas donde las diferencias pueden ser más notorias. Este es el caso de la región ESA, donde por lo general, hgt_SRTM presenta valores más altos que hgt_USGS. Estos valores pueden superar los 500 m, o inclusive llegar a sobrepasar los 1000 m. Las áreas cercanas a los límites entre MB y ESA. Las montañas que definen el borde este de MB, entre 11.4 S y 12.0 S, y que también comparte con ESA presentan altitudes menores en hgt_SRTM que en hgt_USGS. Así, hgt_USGS puede tener altitudes de hasta 1000 m por encima de hgt_SRTM.

En las cercanías del borde este de MB, entre 11.5 S y 12.0 S, también se puede encontrar valores superiores de hgt_SRTM. Esto también ocurre hacia el norte de los 11.2 S de MB. En esta dos zonas las altitudes de hgt_SRTM pueden superar en 800 m a hgt_USGS. Los cambios menos notorios, pueden ser vistos sobre la pendiente este de los Andes, al sur de 12.2. Aquí, hgt_SRTM suele presentar altitudes mayores de hasta 400 m con respecto a hgt_USGS.

En la sección anterior se ha listado además de la ubicación de las estaciones, la altitud de cada una de estas. Por lo general, estas coordenadas se determinan usando instrumentos de posicionamiento por satélite, como los que utilizan el *sistema de posicionamiento global* o GPS por sus siglas en inglés. Otra manera de determinar la altitud en un punto determinado del espacio es utilizando modelos digitales de elevación (DEM). Dos ejemplos de DEM, son los ya mencionados hgt_SRTM y hgt_USGS. Las columnas correspondientes a D_USGS y D_SRTM de las Tablas 2.4 y 2.5 indican los sesgos de hgt_USGS y hgt_SRTM, respectivamente. De esta manera un sesgo positivo (negativo) indica que hay una sobreestimación (subestimación).

En general, se puede observar que ambas bases de datos de topografía sobreestiman las altitudes reales. También se puede notar, en la mayoría de estaciones, que hgt_SRTM sobreestima en menor medida que hgt_USGS, excepto en la región HWSA donde ocurre lo contrario. Esto se puede observar más fácilmente con los valores promedios de los sesgos en cada estación (Tabla 2.4). Cabe resaltar que las mayores diferencias entre los sesgos se encuentran en la región ESA, y están influenciados por los sesgos en las estaciones ubicadas en zonas altas y cercanas al límite con MB.

Tabla 2.4. Sesgos de altitud, según hgt_USGS (D_USGS) y hgt_SRTM (D_SRTM). lu_USGS y lu_ENEW indican la categoría de land-use de cada una de las estaciones. Se indica la región a la que pertenece cada estación con AC, HWSA, MB y ESA. También se muestran, en negrita, los sesgos promedios de altitud, y categorías predominantes por región.

No	Estación	D_usgs	D_srtm	lu_usgs	lu_enev	Región
1	Alcantarilla	112	69	8	19	AC
2	Donoso	26	-31	8	7	AC
3	Nana	204	155	19	19	AC
4	La_Capilla	636	534	19	19	AC
5	Pacaran	338	284	19	8	AC
6	Socsi	345	359	19	19	AC
7	Fonagro	-10	-14	21	5	AC
8	Huancano	476	442	19	19	AC
9	Hda_Bernales	41	19	21	19	AC
10	Huamani	134	49	19	19	AC
11	San_Camilo	10	3	21	19	AC
12	Cajatambo	626	525	8	5	HWSA
13	Picoy	-189	532	8	11	HWSA
14	Canta	491	220	6	5	HWSA
15	Matucana	596	606	8	11	HWSA
16	Vilca	140	395	21	7	HWSA
17	Carania	-334	-71	8	11	HWSA
18	Yauyos	502	898	21	8	HWSA
19	SJ_Yanac	27	72	19	7	HWSA
20	Huachos	597	502	21	5	HWSA
21	Tunel_cero	50	80	7	5	HWSA
22	Challaca	295	271	21	8	HWSA
23	Sgo_Cochorvos	433	392	8	11	HWSA
24	Yanahuanca	209	453	7	8	MB
25	Cerro_Pasco	-39	79	6	7	MB
26	Marcapomacocha	42	-34	7	8	MB
27	La_Oroya	-130	66	21	7	MB
28	Jauja	390	21	7	5	MB
29	Ingenio	504	148	7	8	MB
30	Sta_Ana	581	49	7	8	MB
31	Huayao	-15	14	7	5	MB
32	SJ_Jarpa	341	372	7	11	MB
33	Viques	25	173	7	5	MB
34	Salcabamba	75	309	13	8	MB
35	Laive	82	44	7	5	MB
36	Acostambo	237	92	7	5	MB
37	Pilchaca	128	98	7	7	MB
38	Pampas	762	337	7	5	MB
39	Colcabamba	169	294	7	5	MB
40	Huancalpi	241	272	7	7	MB
41	Paucarbamba	521	465	7	8	MB
42	Huancavelica	342	286	7	7	MB
43	Acobamba	-151	-168	7	8	MB
44	Lircay	484	20	7	8	MB
45	La_Quinua	169	42	7	8	MB
46	Vilcashuaman	-60	-55	7	8	MB
47	Andahuaylas	277	244	6	8	MB
48	San_Rafael	-40	0	7	8	ESA
49	Huasahuasi	-382	474	8	8	ESA
50	Tarma	1105	256	8	8	ESA
51	Ricran	797	470	7	7	ESA
52	Runatullo	1030	-70	8	7	ESA
53	Comas	1314	448	8	7	ESA
54	Oxapampa	1104	153	13	10	ESA
55	Pichanaky	-8	47	13	6	ESA
56	Satipo	-20	4	13	6	ESA
57	Pto_Ocopa	-435	-205	13	13	ESA

Tabla 2.5. Similar a la Tabla 2.4, pero para las estaciones automáticas.

Código	Estación	D_usgs	D_srtm	lu_USGS	lu_ENEW	Región
1	Acora	+571	+528	Wooded Tundra (21)	Shrubland (08)	AC
2	Carania	-334	-71	Shrubland (08)	Decid. Broadl. (11)	AC
3	Huaros	+235	+197	Cropl./Woodl. (06)	Shrubland (08)	HWSA
4	Lircay	+625	+161	Grassland (07)	Shrubland (08)	HWSA
5	Huayao	-15	+14	Grassland (07)	Cropl./Grassl. (05)	HWSA
6	Tarma	+1275	+426	Shrubland (08)	Shrubland (08)	ESA
7	Oxapampa	+1068	+117	Everg. Broadl. (13)	Savanna (10)	ESA

2.2.2. Base de datos de land-use

El uso de suelos o *land-use* como será denominado en adelante, provee información acerca de la cobertura del suelo y de la utilidad que se le dan en las actividades humanas (<https://stats.oecd.org/glossary/index.htm>). Ejemplos de estos pueden ser bosques, nieve, cultivos, arbustos, zonas urbanas, etc. La importancia del uso de suelos, desde el punto de vista físico, radica en que esta provee información acerca de los parámetros como albedo, emisividad, índice de área foliar (LAI), etc. En adelante el uso de suelos será referido como land-use debido a su mayor aplicabilidad en el ámbito científico. Asimismo, usaremos la abreviación *lu_USGS* para referirnos a la base de datos proveniente de USGS, y *lu_ENEW* para indicar la nueva base de datos que se implementará a partir del trabajo desarrollado por [Eva et al. \(2004\)](#).

El land-use proveniente de USGS considera 24 categorías y posee una resolución espacial de 1 km. Esta información es muy usada por diferentes modelos numéricos ([Sertel et al., 2010](#)), y es generada a partir del sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) con información recopilada entre 1992 y 1993 ([Loveland et al., 2000](#)). También cabe resaltar que [Loveland et al. \(2000\)](#) clasifica las categorías de land-use usando el método no supervisado. Asimismo, señala que el continente más contaminado por nubes fue Sudamérica. Por otro lado, el nuevo land-use considera más categorías que el land-use de USGS, y tiene al igual que este una resolución espacial de 1 km. Este producto se genera a partir de mayor información satelital, lo cual incrementa el número de bandas espectrales. Aquí, la información satelital usada comprende a los años entre 1995 y 2000. Para estandarizar los datos de este nuevo producto, se realizó una conversión de categorías. Esta conversión toma en cuenta el número categorías que considera el land-use de USGS, es decir 24.

Para los fines de este estudio, se usarán ambos productos a una resolución de 3

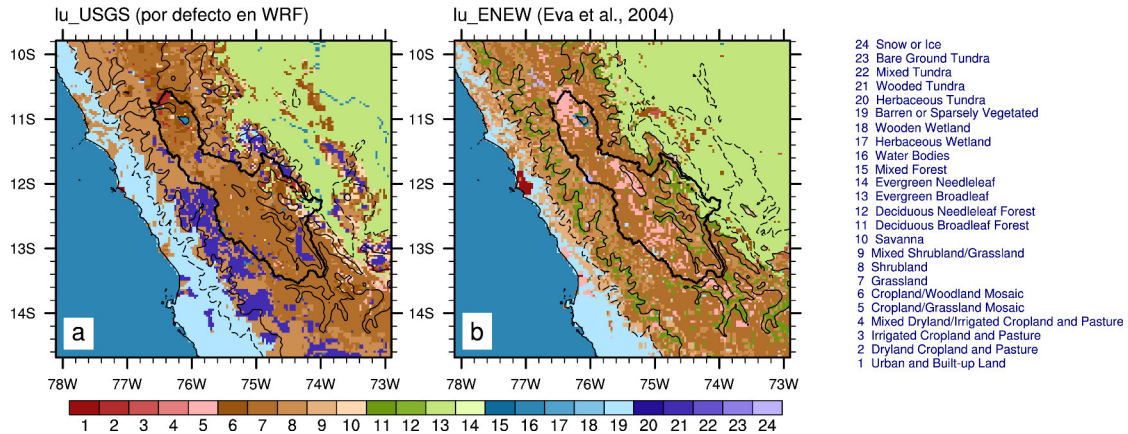


Figura 2.4. Land-use de la zona de estudio con la base de datos (a) USGS y (b) de los obtenidos a partir de (Eva et al., 2004). Las categorías se clasifican en 24 según la clasificación que toma en cuenta USGS.

km. De esta manera llamaremos `lu_USGS` y `lu_ENEW` a los productos, a 3km de resolución espacial, obtenidos con las base de datos USGS y a partir de Eva et al. (2004), respectivamente.

En las columnas `lu_USGS` y `lu_ENEW` de las Tablas 2.4 y 2.5 se muestran las categorías de land-use de las estaciones meteorológicas. En general se pueden observar diferencias entre las dos categorías. Por ejemplo, en las estaciones de AC, la categoría predominante es *barren* o *sparsely vegetated* con mayor presencia en `lu_ENEW` que en `lu_USGS`. La mayoría de estaciones en HWSA presentan categorías de *shrubland* y *wooded tundra* en `lu_USGS`, mientras que en `lu_ENEW`, *cropland/grassland* y *deciduous broadleaf forest* son los predominantes. En las estaciones de MB, *grassland* predomina en `lu_USGS` y este es cambiado por *shrubland* o *cropland/grassland mosaic* en `lu_ENEW`. En ESA, las estaciones localizadas sobre los 2000 msnm son categorías de *grassland* y *shrubland*. Las que están por debajo de 2000 msnm. predominan con *evergreen broadleaf forest* en `lu_USGS` y son reemplazadas por *savanna* o *cropland/woodland* en `lu_ENEW`.

Estos cambios importante se puede observar espacialmente en la Figura 2.4 y considerando la Tabla 2.6. En AC hay una reducción en 4.66% de *barren* o *sparsely vegetated* (categoría 19) debido a la aparición en 3.63% de *mixed shrubland/grassland* (categoría 9). Aquí hay, además un incremento obvio de *urban/built-up land* (categoría 1) en 12 S. Esto representa a la ciudad de Lima metropolitana. La categoría de *Wooded tundra* (categoría 21) desaparece in la parte alta (sobre los 3500 msnm) de HWSA correspondiente a `lu_USGS`. También en HWSA y alrededor de los 3500 msnm,

Tabla 2.6. Cantidad de pixeles por categoría dentro de la zona de estudio. Se consideran el número de pixeles y el correspondiente porcentaje. Se consideran las bases de datos de lu_USGS y lu_ENEW.

Categoría	Descripción	lu_USGS (#)	lu_USGS (%)	lu_ENE (#)	lu_ENEW (%)
1	Urban and Built-up Land	12	0.04	66	0.24
2	Dryland Cropland and Pasture	179	0.66	0	0
3	Irrigated Cropland and Pasture	11	0.04	53	0.19
5	Cropland/Grassland Mosaic	97	0.36	948	3.48
6	Cropland/Woodland Mosaic	1077	3.96	203	0.75
7	Grassland	5127	18.84	5506	20.23
8	Shrubland	4133	15.19	3325	12.22
9	Mixed Shrubland/Grassland	0	0	989	3.63
10	Savanna	551	2.02	50	0.18
11	Deciduous Broadleaf Forest	0	0	1540	5.66
13	Evergreen Broadleaf	5361	19.7	7000	25.72
15	Mixed Forest	2	0.01	0	0
16	Water Bodies	5962	21.91	5878	21.6
19	Barren or Sparsely Vegetated	2879	10.58	1612	5.92
21	Wooded Tundra	1824	6.7	0	0
22	Mixed Tundra	1	0	0	0
24	Snow or Ice	0	0	46	0.17

lu_ENEW considera de forma dispersa *deciduous broadleaf forest* (categoría 11). Esta última categoría también es común alrededor de los 3500 msnm. de MB y ESA, sumando en toda la región un 5,66 %. La categoría *cropland/grassland mosaic* (5) se incrementa en un 3.12% con mayor presencia de esta a lo largo de MB. Además, hay una reducción de *cropland/wooden mosaic* (categoría 6). Finalmente, en la parte amazónica, hay un aumento de *evergreen broadleaf forest* (categoría 13) de 5.02%, que reemplaza las categorías de *wooded tundra*, *cropland and shrubland*. Estos cambios aparecen en la zona de transición Andes-Amazonía, donde también hgt_USGS y hgt_SRTM presentan grandes diferencias. Los ríos no se consideran en lu_ENEW, y solo los más anchos se pueden observar en la Amazonía representada por lu_USGS.

2.3. Forzantes y salidas del modelo WRF

En vista que se utilizará el modelo WRF para realizar simulaciones numéricas, se hará una breve descripción de los datos concernientes a este modelo.

2.3.1. Forzantes del modelo WRF

El primer grupo de datos a tomar en cuenta en todo proceso de modelamiento numérico son aquellos relacionados con las condiciones iniciales y de frontera. Estos datos serán obtenidos de la base de datos llamada *Final Analysis of global data* generada por la *National Center for Environmental Prediction* (en adelante FNL-NCEP). Esta base de datos tiene una resolución espacial de 1-grado por 1-grado, además cuenta con 27 niveles atmosféricos verticales y se genera con una frecuencia de 6 horas (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/#!description>). Como su nombre lo indica, FNL-NCEP es obtenido a partir de un análisis considerando los datos observados que continuamente son recopilados desde todas partes del mundo. El análisis de estos comprende el uso de herramientas estadísticas, así como el uso de modelos físicos y matemáticos de la atmósfera (<https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/docs/Analysis.pdf>).

Otro producto que usaremos son los datos de temperatura superficial del mar (SST). Aunque el modelo WRF no es capaz de simular la temperatura superficial del mar, sí necesita de esta para simular las variables relacionadas con el aire contiguo al cuerpo de agua de mar. Este producto es denominado *real-time global SST analysis* (SST-RGT), tiene una resolución espacial de 0.5 grados y temporal de un día (Thiébaux et al., 2003).

2.3.2. Salidas del modelos WRF

Las variables de precipitación de temperatura del aire superficial o medida a 2 m son los principales datos de salida del modelo a ser evaluados. Estas serán obtenidas a nivel horario y con una resolución espacial similar al de las bases de datos de topografía y land-use mencionados en la sección anterior.

En la Tabla 2.7 se muestran otras variables de salida adicionales que posteriormente serán utilizadas para el análisis de los procesos que puedan afectar la precipitación y la temperatura. La Tabla también considera las dimensiones que estas abarcan. Por ejemplo, las variables de superficie como la precipitación y temperatura tienen dos componentes, una temporal y dos espaciales (zonal y meridional). Otras variables como el viento tienen además de estas tres, una componente vertical. Más detalles sobre estos datos y del tratamiento de los mismos serán descritos en el capítulo siguiente.

Tabla 2.7. Variables de salida del modelo WRF que se usarán en el desarrollo de este trabajo. También se consideran su abreviación, unidad y dimensiones.

Variable	Símbolo	Unidad	Dimensiones
Precipitación	pp	mm.día ⁻¹	tiempo, zonal, meridional
Temperatura del aire superficial	T2	°C	tiempo, zonal, meridional
Albedo	ALB	adimensional	tiempo, zonal, meridional
Índice de área foliar	LAI	adimensional	tiempo, zonal, meridional
Humedad del suelo	θ	m ³ .m ⁻³	tiempo, zonal, meridional
Flujo de calor sensible	LH	W.m ⁻²	tiempo, zonal, meridional
Flujo de calor latente	SH	W.m ⁻²	tiempo, zonal, meridional
Radiación infrarroja en superficie	LW↓	W.m ⁻²	tiempo, zonal, meridional
Radiación solar en superficie	LW↓	W.m ⁻²	tiempo, zonal, meridional
Componente zonal del viento	u	m.s ⁻¹	tiempo, vertical, zonal, meridional
Componente meridional del viento	v	m.s ⁻¹	tiempo, vertical, zonal, meridional
Humedad específica	q	g.kg ⁻¹	tiempo, vertical, zonal, meridional

2.4. Campaña experimental, vientos - precipitación e imágenes GOES

2.4.1. Campaña experimental para temperaturas mínimas

Para describir la naturaleza de las temperaturas mínimas, se usará los datos de una campaña experimental realizada en el observatorio de Huancayo del Instituto Geofísico del Perú durante los días del 15 al 18 de julio de 2010. La ubicación geográfica corresponde a la estación de Huayao, número 5 (ver Tabla 2.2).

Las variables registradas son las siguientes: temperatura del aire a 2 m, humedad específica a 2 m, radiación infrarroja descendente y velocidad del viento. La humedad específica es determinada a partir de la temperatura del aire a 2m (T), la presión atmosférica (P) y la humedad relativa (HR) ($= \frac{0.622e_v}{P-0.378e_v}$, donde $e_v = 100 \cdot HR \cdot es(T)$, y es es la presión de saturación). A excepción de la radiación infrarroja descendente que se midió instantáneamente entre una y dos horas, el resto de variables se registró con una frecuencia de 10 minutos. Adicionalmente, se cuenta con los registros de observaciones de nubes bajas durante las 13, 19 y 07 horas.

De manera complementaria, se evaluará estadísticamente la relación entre la nubosidad y la temperatura mínima. Para esto se utilizará información de la temperatura mínima y el promedio de nubosidad entre las 19 y 07 horas de los meses de diciembre-enero-febrero del año 1973 al 2006.

2.4.2. Precipitación y viento predominante

Entre el 21 de febrero y el 14 de marzo de 2019 se realizó una campaña observacional mediante el lanzamiento de radiosondas *WindSond*. Los lanzamientos se realizaron en el Observatorio de Huancayo (12.03°S , 75.32°W), sede del Instituto Geofísico del Perú. En este intervalo de tiempo se presentaron precipitaciones de diferentes intensidades con un máximo de 15 mm.día^{-1} . Con esto se extraerá información acerca del comportamiento de la dirección del viento en la vertical y como puede estar asociado a los eventos de precipitación más intensos.

2.4.3. Imágenes infrarrojas GOES

La nubosidad suele ser susceptible a ser detectada por satélites de observación terrestre. De esta manera pueden ser detectados por diferentes sensores, tales como los que perciben el reflejo de la luz solar o aquellas que son sensibles a la radiación de onda larga que emite el vapor de agua, las gotas de nube y precipitación. En este sentido, se utilizará los datos del satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite - 13* (GOES-13). Este satélite, es del tipo geoestacionario, es decir se mantiene en una posición fija respecto de algún punto sobre la superficie terrestre y se ubica a una distancia de 35786 km de la superficie terrestre. Estas características le permiten monitorear todo el disco terrestre, tener una frecuencia relativamente alta de 30 minutos y una resolución espacial de 4 km.

Para los fines de esta tesis, se utilizaron las imágenes en la banda centrada en $10.7 \mu\text{m}$ del GOES-13. Las datos están dados en unidades de Kelvin (K), y se denomina temperatura de brillo. Esto se deriva de la Ley de Planck, que relaciona la energía radiativa que emite un cuerpo en una parte del espectro electromagnético a una temperatura dada. Los datos corresponden a los meses de enero, desde el 2011 al 2017, es decir, se cuenta con 7 meses de datos, cada 30 minutos y de 4 km de resolución espacial.

Capítulo 3

Teoría y métodos

3.1. Modelamiento con el modelo WRF

3.1.1. Implementación del modelo

Se hará una descripción del modelo WRF, ya que es una de las herramientas principales a utilizar. Para esto describiremos la física que comprende el modelo y luego las particularidades que se impondrán a las simulaciones que se realizarán en capítulos posteriores.

El modelo WRF es un modelo numérico basado en ecuaciones de la física que resuelven procesos de un sistema que va desde la superficie del suelo hasta altas capas de la atmósfera. De esta manera el modelo está conformado por esquemas o submodelos que resuelven aspectos físicos específicos de este sistema (Skamarock et al., 2008). Por ejemplo, el esquema de *radiación de onda larga*¹ se encarga de simular los procesos en los cuales la radiación de onda larga interacciona con los componentes atmosféricos como gases y nubes. De manera similar, también existe un esquema encargado de resolver los procesos que intervienen con la *radiación de onda corta*². Los esquemas de radiación de onda corta y larga utilizados aquí serán los desarrollados por Dudhia et al. (1989) y Iacono et al. (2008) respectivamente.

La parte de la atmósfera donde muchas de las variables meteorológicas tienen una variación muy marcada se denomina capa límite atmosférica (PBL por sus siglas en ingles). En general, la altura de la PBL puede llegar a medir 2 km y sus variaciones están determinadas por la intensidad de mezcla asociado a la convección de aire desde

¹Radiación emitida en el espectro electromagnetico por encima de $3 \mu\text{m}$

²Radiación emitida en el espectro electromagnetico por debajo de $3 \mu\text{m}$

la superficie del suelo y la fuerza mecánica del viento horizontal. De esta manera, los valores de las variables como la temperatura y humedad específica del aire disminuyen con la altura. Esto sucede debido a que la parte baja de la capa límite es más caliente y húmeda debido a su cercanía a la superficie del suelo. Es esquema de capa límite que se usará es el desarrollado por Yonsei University planetary boundary layer scheme [Hong et al. \(2006\)](#). Otra de los esquemas importantes es aquella que parametriza las nubes; para esto se utilizará el esquema de [Kain \(2004\)](#). Este esquema es especialmente útil cuando la escala espacial es relativamente grande (por encima de 10 km), y además de la física del problema utiliza otros parámetros atmosféricos para inferir la generación de nubes en un determinado punto de grilla. Otro esquema que sí resuelve los procesos físicos para la generación de nubes y por consiguiente la precipitación, es el denominado esquema de microfísica. Este esquema principalmente resuelve procesos termodinámicos, como por ejemplo, cambios de fase de vapor a líquido o viceversa. Para representar estos procesos se tomará como referencia al esquema de [Hong and Lim \(2006\)](#).

Finalmente, uno de los esquemas más importantes en este trabajo es el denominado *Modelo de superficie de terreno* (LSM, por si siglas en ingles). La importancia de este esquema radica en es el responsable de enlazar los procesos de superficie con los procesos atmosféricos a través de 4 variables: flujo de calor sensible, flujo de calor latente, radiación de onda larga saliente y radiación de onda corta saliente o reflejada de la superficie. Aquí usaremos el esquema denominado NOAH ([Chen and Dudhia, 2001](#)). La Figura 3.1 muestra los procesos físicos que el modelo NOAH considera en la superficie del suelo. En el suelo considera 4 capas, desde la superficie hacia el fondo, de 10, 30, 60 y 100 cm de espesor. Aquí resuelve las ecuaciones concernientes a los flujos de calor y de humedad. Sobre la superficie puede representar procesos asociados a diferentes tipos de cobertura tales como: suelo sin vegetación, bosque, cultivos, nieve, cuerpos de agua, etc. Cada tipo de cobertura, de acuerdo a sus características, interactúa de diferente manera con su entorno. Como ejemplo podemos citar a los flujos de calor sensible y latente: en una cobertura dada por arboles el flujo de energía de calor latente es mayor al de calor sensible, mientras que si no hay cobertura vegetal es muy probable que el flujo de calor sensible supere flujo de calor latente.

La siguiente ecuación es una manera simplificada de representar un modelo de balance de energía

$$SW \downarrow + SW \uparrow + LW \downarrow + LW \uparrow + LH + SH + Q_s = 0 \quad (3.1)$$

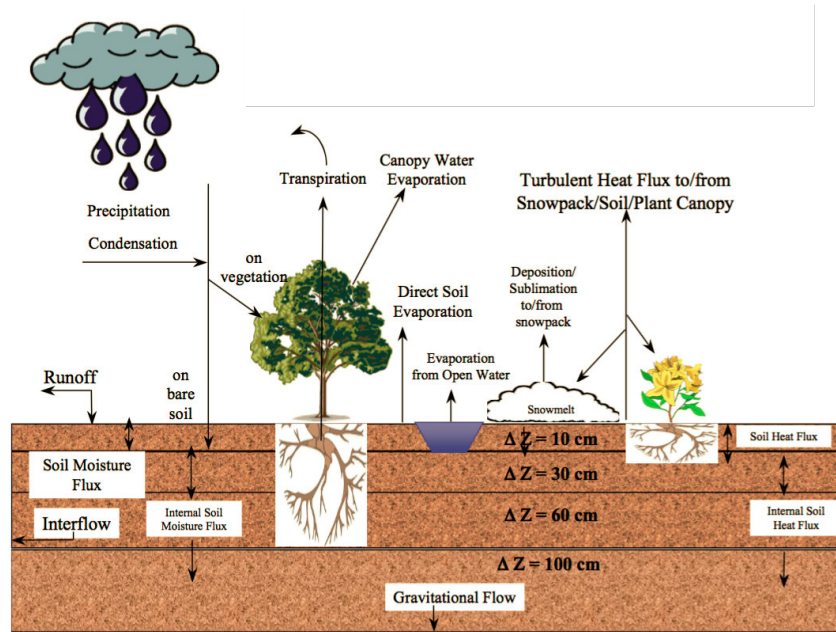


Figura 3.1. Procesos físicos que considera el esquema de capa superficial NOAH. Figura adaptada de [Chen \(2007\)](#).

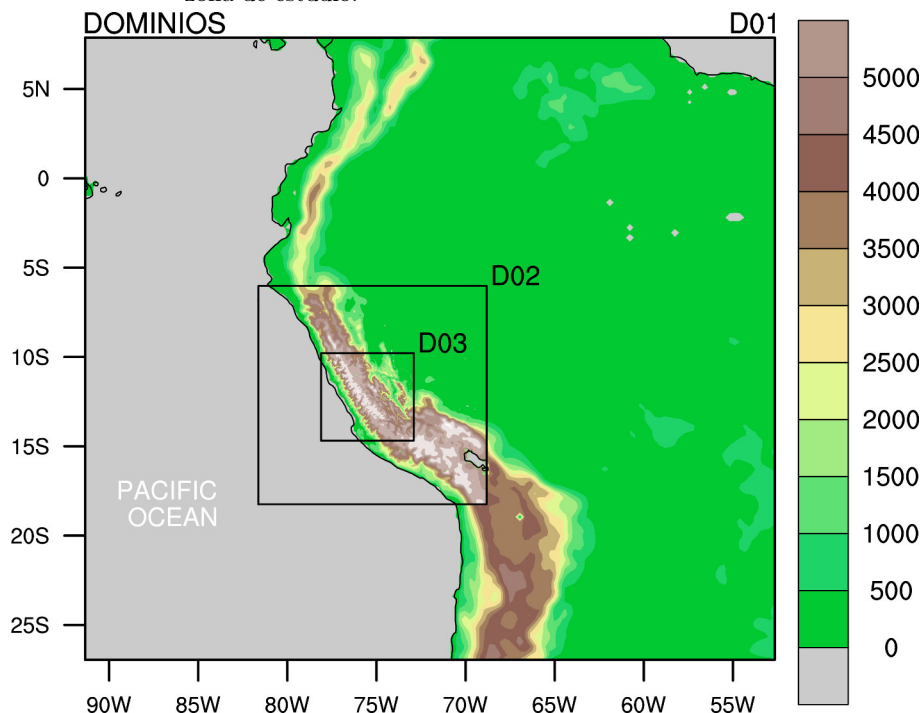
que se aplica sobre la superficie del suelo y donde $SW \downarrow$ y $SW \uparrow$ son los flujos de radiación de onda corta o solar incidente y reflejada, $LW \downarrow$ y $LW \uparrow$ son los flujos de radiación de onda larga incidente y saliente. LH y SH son los flujos de calor latente y sensible respectivamente, mientras Q_s es el flujo de energía entre la superficie y el suelo. Las unidades de vienen dadas en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

3.1.2. Downscaling dinámico

En vista que el área de estudio comprende un área relativamente pequeña y se requiere realizar simulaciones con una resolución espacial de 3 km, es necesario realizar una reducción de escala en las simulaciones numéricas. Esta reducción de escala es también conocida como "downscaling dinámico" y consiste en reducir la resolución espacial utilizando dominios anidados. Para se utilizará tres dominios, con resoluciones espaciales de 27, 9 y 3 km y denominados D27, D09 y D03, respectivamente. El dominio de 3km estará anidado dentro del dominio de 9km, y este a su vez dentro del de 27 km.

La Figura 3.2 muestra el anidamiento que se utilizará para realizar las simulaciones. Cabe resaltar que el modelo realiza las simulaciones en un solo sentido, también denominado "one-way nesting". Esto indica, básicamente, que las salidas de la simulación

Figura 3.2. Dominios para el anidamiento con el modelo WRF. El dominio D03 coincide con la zona de estudio.



con el dominio de 27 km, forzado por los datos de FNL-NCAR de 1 grado de resolución, serán usados para forzar (condición de frontera) las simulaciones con el dominio de 9 km. De la misma manera las simulaciones con 3 km serán forzadas por las salidas de la simulación con 9 km.

La zona de estudio del presente trabajo se encuentra dentro de D03. Esto permitirá realizar las comparaciones con los datos observados de precipitación y temperatura del suelo.

3.1.3. Simulaciones con el modelo WRF

Una vez definida la configuración del modelo a utilizar y los dominios, se pasará a explicar con más detalle las simulaciones a realizar a fin de evaluar los impactos sobre la precipitación y la temperatura superficial del aire. Estos se resumen en la Tabla 3.1 y se definen de la siguiente manera:

CTRL: Esta simulación representa tomando en cuenta la topografía y cobertura de suelo que el modelo WRF utiliza por defecto. Es decir, a partir de la base de datos USGS: hgt_USGS y lu_USGS.

Tabla 3.1. Experimentos que se realizarán usando la topografía USGS y SRTM, y cobertura de suelo de USGS y de los provenientes de [Eva et al. \(2004\)](#).

Simulación	Topografía	Land-use
CTRL	hgt_USGS	lu_USGS
SIM01	hgt_SRTM	lu_USGS
SIM02	hgt_SRTM	lu_ENEW

SIM01: Este representa al primer experimento donde el modelo WRF considera hgt_SRTM en lugar de hgt_USGS. Las bases de datos de land-use no cambia respecto de CTRL, es decir se sigue utilizando lu_USGS.

SIM02: Además de cambiar la topografía, aquí también se considera en cambio de cobertura de suelo. Es decir el modelo WRF considerará la topografía hgt_SRTM y lu_NEW.

De esto se deduce que contaremos con un similar conjunto de variables para cada una de las simulaciones, a partir de los cuales desarrollaremos en análisis.

3.2. Análisis de cambios en los promedios

Nuestro análisis principal dirigido a los promedios de las temperaturas mínimas, máximas y de la precipitación diaria. Asimismo, utilizaremos las variables citadas en la [Tabla 2.7](#) para explicar los procesos físicos que implican cambios en las variables de análisis principal.

Una parte importante del análisis estará basada en indagar acerca de los cambios que puedan presentarse en una determinada variable debido al cambio de topografía o land-use. Sea X una variable cualquiera, los cambios de esta debido al cambio de topografía de hgt_USGS a hgt_SRTM, manteniendo invariante el land-use, estará dada por la siguiente relación

$$\Delta X = X_{SIM01} - X_{CTRL} \quad (3.2)$$

De igual manera, debido a que la topografía es invariante tanto en SIM01 y SIM02, se puede cuantificar los cambios generados sobre una variable X debido solamente al cambio de land-use de la siguiente manera

$$\Delta X = X_{SIM02} - X_{SIM01} \quad (3.3)$$

Para citar un ejemplo, citaremos a la temperatura del aire cerca a la superficie, que como es sabido varía con los cambios de altitud. Debido a esto, es de esperar que los cambios importantes que hay entre las bases de datos de topografía, es decir, $hgt_SRTM - hgt_USGS$ (o $\Delta hgt = hgt_{SIM01} - hgt_{CTRL}$, según la Ecuación 3.2) impacten con cambios importantes en las temperaturas mínimas o máximas, es decir, en $\Delta T_{min} = T_{min_{SIM01}} - T_{min_{CTRL}}$ o $\Delta T_{max} = T_{max_{SIM01}} - T_{max_{CTRL}}$.

Los cambios en la temperatura del aire también pueden ser causados por cambios del índice de área foliar (LAI) ($\Delta LAI = LAI_{SIM02} - LAI_{SIM01}$). Por ejemplo, si el LAI aumenta ($\Delta LAI > 0$), entonces es probable que la temperatura máxima disminuya ($\Delta T_{max} = T_{max_{SIM01}} - T_{max_{CTRL}} < 0$). En principio, esto puede suceder debido a que la energía radiativa disponible será invertida en mayor medida a la evapotranspiración, antes que en calentar el aire circundante.

3.3. Análisis en subregiones

En el Capítulo 2, se ha visto que se pueden encontrar diferencias en la topografía así como en el land-use. Debido a esto, se evaluará algunas zonas de interés y para lo cual se ha seleccionado ciertas regiones específicas dentro del área de estudio. La Figura 3.3 grafica espacialmente la localización de las subregiones A, B y C. La subregión A se encuentra ubicada sobre la pendiente oeste de los Andes, la subregión B coincide con el valle central del Mantaro; y finalmente la subregión C se ubica sobre la región ESA.

La subregión A es la que mayor área ocupa con 585 puntos de grilla, luego le siguen la subregión C y B con 422 y 228 puntos de grilla, respectivamente. La Figura 3.4 muestra el histograma de frecuencias para las altitudes y land-use que abarcan las subregiones. Los cambios en altitud son más visibles en las subregiones B y C. En B es notorio el incremento de zonas con altitudes entre 3000 y 4000 msnm, esto debido a que hgt_USGS reproduce un valle (valle central del Mantaro) más profundo. En C por el contrario, las zonas por encima de los 1000 msnm son las más predominantes en hgt_SRTM , es decir, C presenta una montaña más alta con hgt_SRTM que en hgt_USGS .

Con respecto a los cambios de land-use, A presenta cerca del 50% del area con categoría barren en ambas bases de datos de land-use. Adicionalmente las categorías barren y wooded tundra de lu_USGS no son consideradas con lu_ENEW . Contrariamente, las categorías grassland y forest aparecen en lu_ENEW y no en lu_USGS . En la subregión B la predominancia de áreas con la categoría *grassland* en lu_USGS son reemplazadas por *cropland* y *shrubland* en lu_ENEW . Finalmente, la

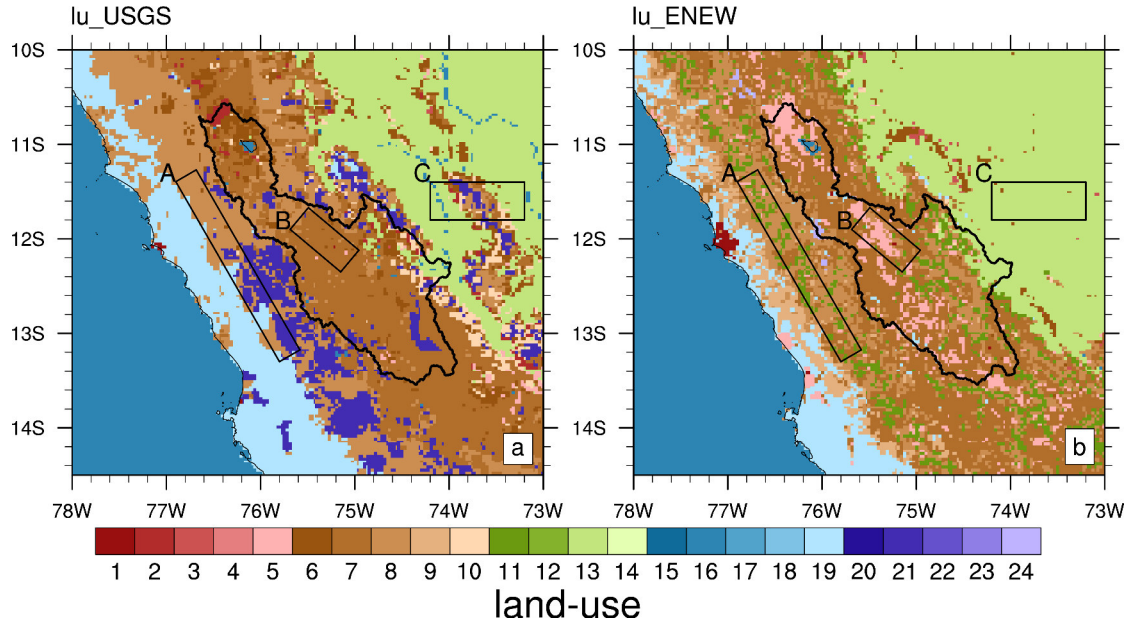


Figura 3.3. Ubicación de las subregiones A, B y C sobre las regiones HWSA, MB y ESA, respectivamente.

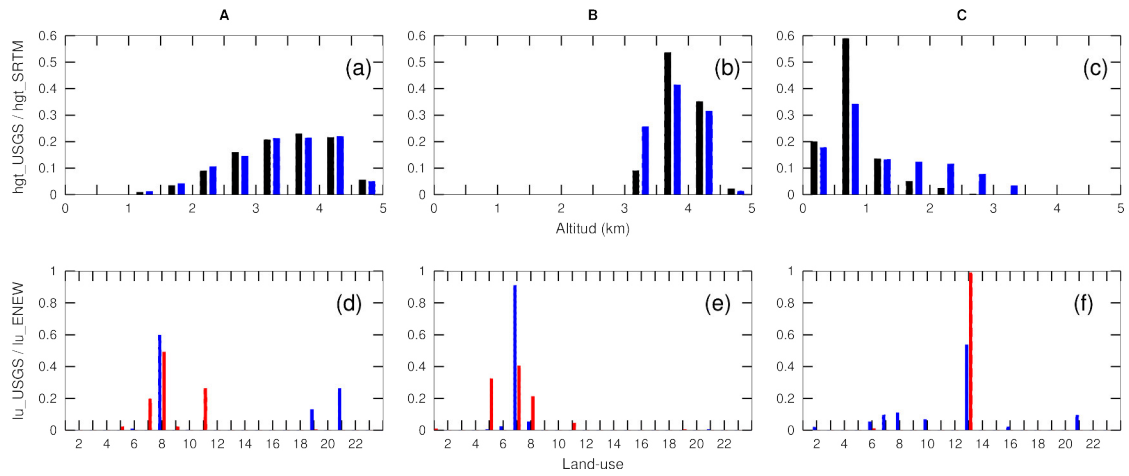


Figura 3.4. En (a), (b) y (c) se muestran los histograma de frecuencias de altitudes de los puntos de grilla ubicados en las subregiones A, B y C respectivamente. Los colores negro y azul indica la distribución de altitudes con hgt_USGS y hgt_SRTM, respectivamente. En (d), (e) y (f) similar a (a), (b) y (c), pero para land-use. Aquí el color azul indica lu_USGS y el rojo lu_ENEW.

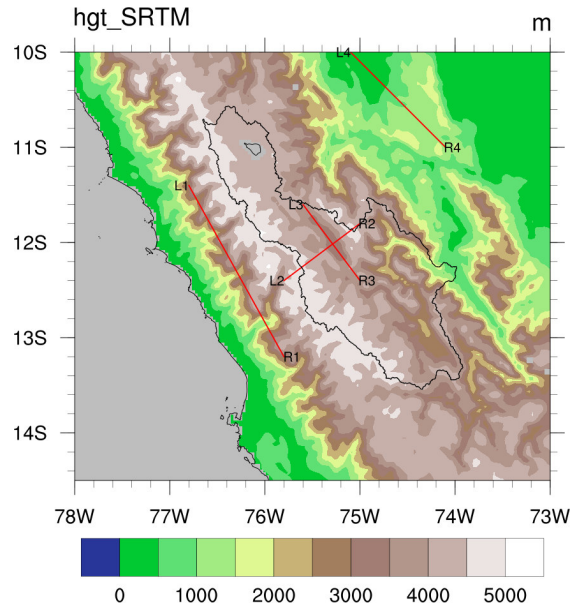


Figura 3.5. Secciones transversales para describir la precipitación y los flujos de humedad. "L" hace referencia al lado izquierdo y "R" al lado derecho de la sección. La numeración se da según la cantidad de secciones. La topografía corresponde a hgt_SRTM.

subregión C contiene a la categoría forest como predominante, cerca al 50% en lu_USGS. Sin embargo, lu_ENEW contiene casi la totalidad del área C con esta categoría.

Los análisis sobre estas subregiones se realizarán principalmente con el fin de evaluar el comportamiento del ciclo diurno precipitación. Es decir, brindarán información del comportamiento medio de las precipitaciones en las zonas HWSA, MB y ESA. Esto permitirá conocer las horas en que la precipitación es máxima. Así también darán indicios acerca de los procesos físicos presentes, y sus cambios, en las tres simulaciones que se realizarán. También se considerará el ciclo diurno de la temperatura del aire en las tres subregiones.

3.4. Secciones transversales

La Figura 3.5, muestra 4 cortes transversales con la finalidad de determinar cómo cambia la precipitación en y los flujos de humedad a lo largo de estas y en lugares específicos de HWSA (L1-R1), MB (L2-R2 y L3-R3) y ESA (L4-R4). La orientación se indica por las letras "L" y "R", que indican los lados izquierdo y derecho de las secciones, respectivamente.

De esta manera, el corte L1-R1 corresponde a la región HWSA y va de noroeste

a sureste atravesando las montañas que tienen en promedio 3000 msnm de altitud. L2-R2 es transversal al valle central del Mantaro, es decir lo atraviesa de suroeste a noreste. L3-R3 es perpendicular a L2-R2, es decir va a lo largo de la dirección noroeste-sureste. Finalmente, el último corte corresponde a la región ESA, tiene la dirección noroeste-sureste donde las altitudes tienden a incrementarse en esta dirección.

Nubosidad según GOES-13

Como ya se mencionó en la descripción de los datos, las imágenes GOES-13, son básicamente indicadores físicos de algún cuerpo. En el caso de la banda centrada en $11.6 \mu\text{m}$, los indicadores son principalmente radiación proveniente de la superficie del suelo y de las gotas de agua presente en las nubes. El resto de componentes atmosféricos (vapor de agua, aerosoles, etc.) tienen muy poca interacción con la energía en esta banda, por lo que también se le suele llamar "*ventana atmosférica*". De esta manera, la temperatura de brillo corresponderá a valores cercanos de las temperatura real de la superficie en el caso en que la atmósfera se encuentre libre de nubes o de la superficie de nubes cuando haya presencia de estas. Debido a que la temperatura tiende a disminuir con la altura dentro de la troposfera, las temperaturas de brillo con valores altos suelen corresponder a niveles de la superficie del suelo. Mientras que valores bajos, usualmente muy por debajo de 273 K, suelen estar asociados a nubes.

Para determinar como la nubosidad varia espacial y temporalmente, se determinará el ciclo diurno de la temperatura de brillo sobre el área de estudio. Es decir, se calculará un promedio para las diferentes horas del día, de manera que se pueda hacer un seguimiento de los cambios a lo largo de un eje transversal y paralelo al *valle central del Mantaro*. Estos ejes son similares a L2-R2 y L3-R3 (Figura 3.5), sin embargo tienen una extensión mucho mayor, va desde la costa a la Amazonía en el primer caso, y abarca poco más de los extremos norte y sur de la cuenca del Mantaro en el segundo.

3.5. Evaluación del performance del modelo

Para determinar el performance de las simulaciones realizadas con el modelo WRF, se tendrá en cuenta tres parámetros estadísticos: el error medio (*bias*), la raíz del error cuadrático medio (*rmse*), y el coeficiente de correlación (*r*).

bias

Este parámetro indica la diferencia entre el promedio de la variable simulada y la variable observada. Si x y o representan a la variable simulada y observada, con un número N de datos de cada variable, entonces la ecuación que define al *bias* es:

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - o_i) \quad (3.4)$$

Un valor positivo del *bias* indica que x presenta en promedio valores mayores que los valores de o . Con esto se dice que hay una sobreestimación. Por otro lado, cuando el *bias* es negativo, el promedio de x es menor al promedio de o y se dice que hay una subestimación.

rmse

Cabe la posibilidad que el *bias* pueda ser cero, sin embargo, esto no indica que no haya error. Por esto, se define el *rmse* como:

$$rmse = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - o_i)^2} \quad (3.5)$$

de esta manera, cada elemento de esta sumatoria contribuye con un valor positivo, dado por el cuadrado de la diferencia entre los valores simulados y observados. Debido a esto, *rmse* será positivo y tenderá a ser mayor mientras las diferencias entre x_i y o_i también lo sean. Por esto, el valor de *rmse* da la medida de la dispersión de los errores alrededor de los valores observados.

Coefficiente de correlación

También conocido como el coeficiente de correlación lineal o coeficiente de correlación de Pearson, se define mediante la siguiente ecuación

$$r = \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y} \quad (3.6)$$

donde x e y son dos variables con N datos cada uno. El símbolo de barra indica el promedio. σ_x y σ_y representan las desviaciones estandar de las variables x e y , respectivamente.

Los valores del coeficiente de correlación van entre -1 y 1. Será 1 cuando ambas variables se encuentren en fase, es decir los incrementos y descensos de ambas variables se den simultáneamente en ambas variables. Será -1 cuando las variables estén completamente desfasadas, es decir cuando una de ellas tiende a aumentar, la otra tenderá a disminuir. Estos dos casos mencionados son los más extremos. Conforme los valores del este coeficiente se van acercado a cero, la relación entre las variables se va perdiendo.

Debido a que los datos a ser simulados (precipitación, temperatura máxima y mínima) tienen una frecuencia diaria, el coeficiente de correlación se utilizará para determinar la representación de la variabilidad diaria.

Tablas de contingencia

Para el caso de la precipitación, otra manera de cuantificar el performance de un modelo es usando índices en función de su número de aciertos y desaciertos. Para esto se suele usar una tabla de contingencia de 2×2 como la mostrada en la Tabla 3.2. Los aciertos y desaciertos están limitados por un valor umbral.

Tabla 3.2. Tabla de contingencia de 2×2 para eventos que ocurren por debajo y por encima de cierto valor umbral de lluvia observada o simulada. A indica el número de aciertos, B el número de falsas alarmas, C El número de desaciertos y D el número de aciertos debajo del valor umbral.

		Observados	
		Sí	No
Pronóstico	Sí	A	B
	No	C	D

con esta tabla se pueden definir diferentes índices, sin embargo aquí se usará tres: la *probabilidad de detección* (POD por sus siglas en ingles), *razón de falsa alarma* (FAR) y la *índice frecuencia de bias* (FBI). Estas se definen utilizando las cantidades A, B, C y D de la siguiente manera.

$$POD = \frac{A}{A + C} \quad (3.7)$$

$$FAR = \frac{B}{A + B} \quad (3.8)$$

$$FBI = \frac{A + B}{A + C} \quad (3.9)$$

El valor más óptimo para POD es 1, lo que indica que todos los eventos de lluvia por encima del umbral son también representados por el modelo. Si $\text{FAR} = 0$, entonces se dice que el modelo no muestra falsas alarmas. Por último, $\text{FBI} = 1$ nos da su valor más óptimo e indica que el número de eventos simulados mayores al valor umbral es igual al número de eventos observados también por encima del valor umbral.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Precipitación y temperatura

4.1.1. Efectos sobre la precipitación

En las Figuras 4.1.a-c se muestra la precipitación media diaria según CTRL, SIM01 y SIM02. En general, se puede observar un patrón similar de precipitación en todas las simulaciones. Esto es, con la precipitación disminuyendo de oeste a este, es decir desde la costa hacia la Amazonía. Escasez de lluvia, o precipitación por debajo de 1 mm.día^{-1} se presenta en AC. En HWSA, la lluvia puede llegar a los 10 mm.día^{-1} , con valores por encima de 7 mm.día^{-1} sobre la cimas de las montañas que se encuentran alrededor de los 3500 msnm. En MB, áreas importantes en tamaño pueden observarse en la parte norte y sur con valores de entre 5 y 10 mm.día^{-1} . En los alrededores del valle este del Mantaro también se puede hallar precipitación substancial que puede superar los 10 mm.día^{-1} . En ESA, los valores de la lluvia se encuentran por encima de 5 mm.día^{-1} y puede llegar a alcanzar los 30 mm.día^{-1} por debajo de los 1500 m.s.n.m.

En adelante, se verá los cambios que presenta las precipitaciones debido a los cambios de topografía (SIM01-CTRL) y land-use (SIM02-SIM01).

Por cambio de topografía

Las Figuras 4.1.d y 4.1.f representan los cambios absolutos y relativos de la precipitación obtenida con SIM01 respecto a CTRL, es decir cambios generados por el cambio de topografía. Adicionalmente, la Figura 4.2 presenta los gráficos de dispersión de las diferencias de precipitación ($\Delta PP = PP_{SIM01} - PP_{CTRL}$) y altitud ($\Delta PP =$

$hgt_{SIM01} - hgt_{CTRL}$) para cada punto de grilla. También se considera la línea de regresión para todos los puntos, así como la dispersión para de las subregiones A, B y C. En general, podemos ver que los cambios pueden llegar a variar entre -40 y 40 mm.día^{-1} con una cierto incremento de 4.0 mm.día por cada kilómetro de cambio (Figura 4.2, puntos en color gris). Sin embargo, como se puede apreciar en la Figura 4.1.d, los cambios dependerán de la región dentro de la zona de estudio.

Si se observa los cambios absolutos en ESA, se puede notar que estos son los más resaltantes dentro de la zona de estudio (Figura 4.1). Estos cambios llegan a alcanzar en su mayoría los 15 mm.día^{-1} . Esta característica es también reproducida dentro de la subregión C (puntos rojos de la Figura 4.2).a y no muestra una relación lineal clara con los cambios de altitud. En la Figura 4.1.f se puede observar que los cambios absolutos mostrados en la Figura 4.1.d están asociados a cambios que están entre 10 y 70%, en su mayoría.

La mayor parte del área de MB está condicionada a cambios por debajo de 4 mm.día^{-1} (Figura 4.1.d). Los cambios negativos, es decir, menor precipitación en SIM01 que CTRL, se dan más claramente en la zona central de MB. Esto también se observa en la Figura 4.2.b, donde la reducción de lluvia predomina junto al descenso de altitud. Por otro lado, los cambios positivos o incrementos, se localizan en la parte norte y oeste de MB, estas zonas coinciden con los incrementos de la altitud mostrados en la Figura 2.3. Adicionalmente, también se presentan incrementos de precipitación en la parte este de MB, más específicamente sobre el valle este de la cuenca del Mantaro. Los valores de los cambios relativos asociados a los descritos anteriormente pueden llegar, como en el caso de ESA, hasta 70% en la mayor parte del área de MB. Sin embargo, se pueden encontrar cambios máximos que superan el 100 %. Un ejemplo de esto se da claramente sobre el valle este de MB.

Los cambios más intensos de precipitación de HWSA se encuentran en la parte norte, llegando en algunos puntos a superar los 4 mm.día^{-1} . Aquí se observa un incremento (descenso) de la precipitación en aquellos lugares donde las altitudes se incrementan (reducen). En términos relativos, cambios de 4 mm.día^{-1} pueden significar cambios de más de 90%. Los cambios dentro de la subregión A indican que incrementos (descensos) de lluvia están asociados a reducción (incremento) de la altitud. Por lo general, estos cambios se presentan por debajo de 2 mm.día^{-1} . Sin embargo, también existen puntos donde habiendo cambios de altitud no hay cambios de la precipitación. Esto es claramente observado en la Figura 4.2.c.

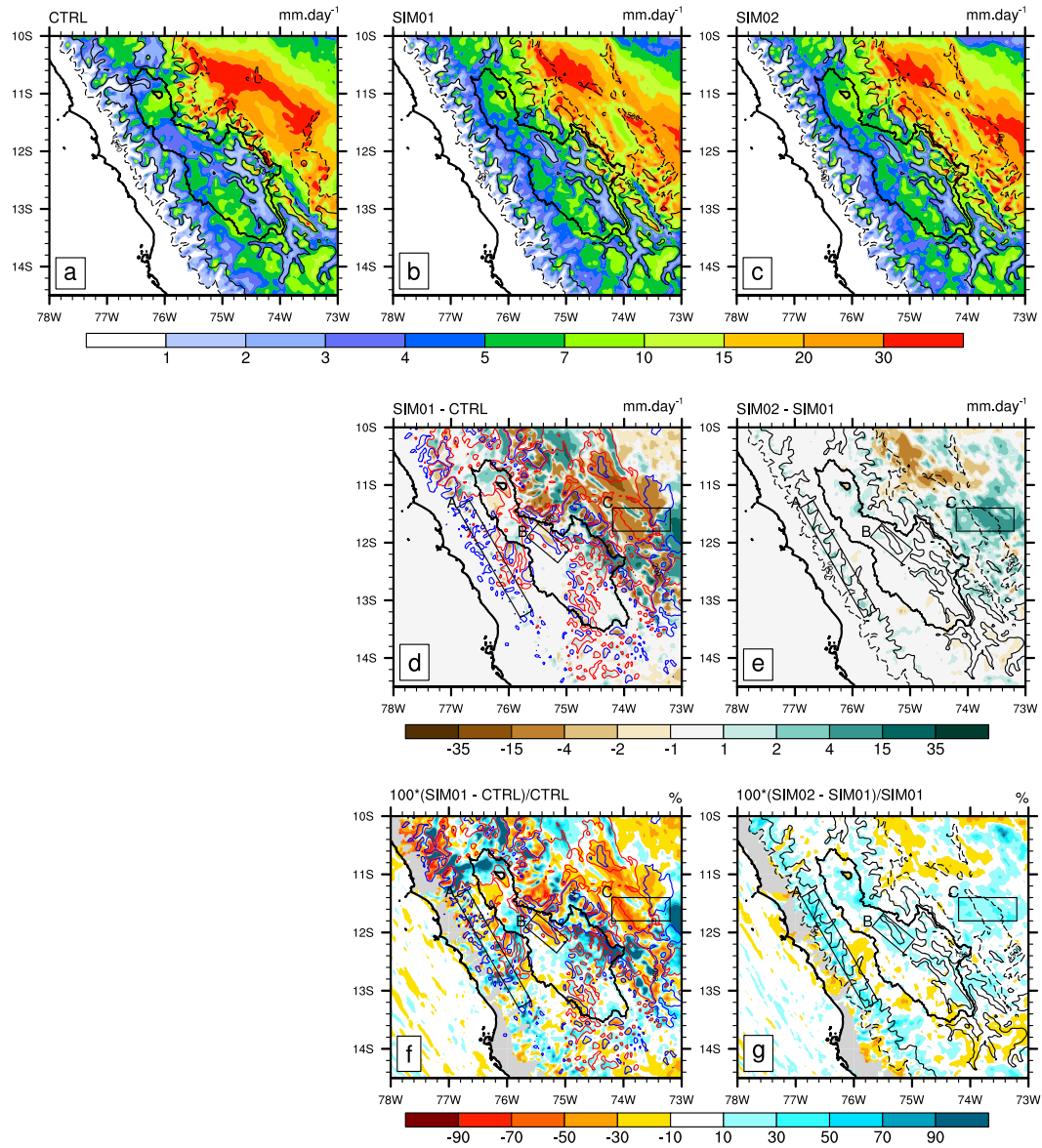


Figura 4.1. Precipitación media (en sombras) y contornos de 1500 (línea discontinua) y 3500 m.s.n.m. (línea solida) para (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. En (d) y (e) se muestran las diferencias (SIM01 y CTRL) y (SIM02 y CTRL), respectivamente. En (f) y (g) se grafica los cambios relativos mostrados en (d) y (e). (d) y (f) también muestran las líneas de contorno de -500 (azul) y +500 (rojo) debido a las diferencias $hgt_SRTM - hgt_USGS$. (e) y (g) tienen los mismos contornos que en (c). La línea gruesa indica la región de la cuenca del Mantaro.

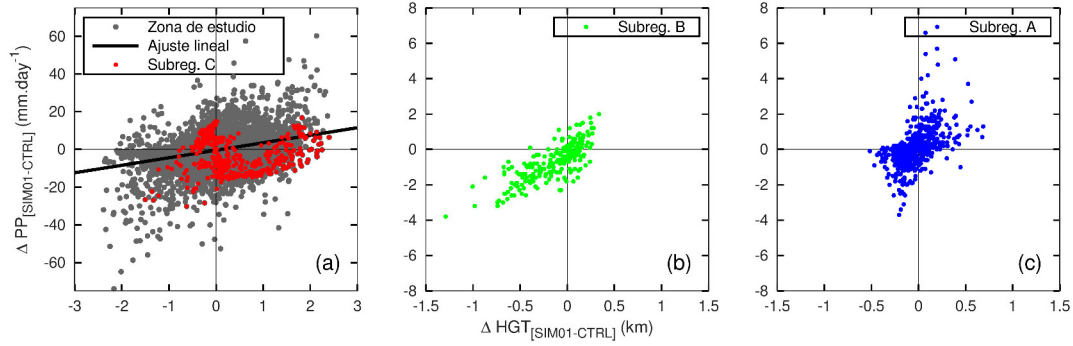


Figura 4.2. (a) Graficos de dispersión entre las diferencias de precipitación $\Delta PP = PP_{SIM01} - PP_{CTRL}$ y altitudes $\Delta hgt = hgt_{SRTM} - hgt_{USGS} (= hgt_{SIM01} - hgt_{CTRL})$ en todos los puntos de grilla en la región de estudio (gris) y en la subregión C (rojo). También se muestra el ajuste lineal para los puntos en gris. En (b) y en (c) se muestran la dispersión para las subregiones B y A, respectivamente.

Por cambio de land-use

Las variaciones absolutas y relativas de lluvia de SIM02 con respecto a SIM02 son mostrados en la Figura 4.1.e y 4.1.g. Se observar que hay un predominante incremento de la precipitación en toda el área de estudio, exceptuando algunas zonas sobre ESA y HWSA.

Los cambios absolutos indican que los más notables tienen lugar baja de ESA, es decir en la Amazonía. Aquí se ubica un patrón dipolar de hasta 15 mm.día^{-1} . Los polos positivo y negativo se encuentran en el sureste y noroeste, respectivamente. Este dipolo es menos notorio al observar los cambios relativos (Figura 4.1.g), donde el polo positivo indica un cambio de 50 % y el negativo tan solo de 30%. Cabe resaltar que la ubicación del polo positivo coincide ampliamente con el área que también cubre la subregión C.

A lo largo de MB, excepto en su parte suroeste, los cambios se dan por incremento de precipitación de hasta 2 mm.día^{-1} . Esto implica incrementos relativos de hasta 50 % en los casos más extremos. En el caso de la subregión B, los incrementos son de entre 10 y 50% y cubren casi toda la subregión. En el valle este de MB, no hay un incremento claro de la precipitación.

Sobre AC, los incrementos generalmente se dan alrededor de la línea que indica los 3500 m.s.n.m. (Figura 4.1.g). Aquí los cambios pueden alcanzar los 4 mm.día^{-1} y pueden indicar incrementos relativos de hasta 50%. Los cambios en esta zona podrían estar asociados a la aparición de mayor presencia de vegetación de tipo bosque. Esto se analizará en las secciones posteriores.

Ciclo diario

La Figura 4.3.a-c. se muestra las horas en la que la precipitación es máxima, mientras que en la Figura 4.3.d-f se muestra el porcentaje de precipitación durante las 6 horas más cercanas a este máximo. Estos resultados están en función del ciclo diario de la precipitación con las tres simulaciones CTRL, SIM01 y SIM02. De acuerdo a Mourre et al. (2016), estas Figuras proporcionan información acerca del ciclo diario de la precipitación. Se observa que todas las simulaciones siguen un patrón idéntico al representar las horas de máxima precipitación y de acumulado ya mencionados. A continuación, describiremos brevemente estas similitudes, así como algunas particularidades de las simulaciones.

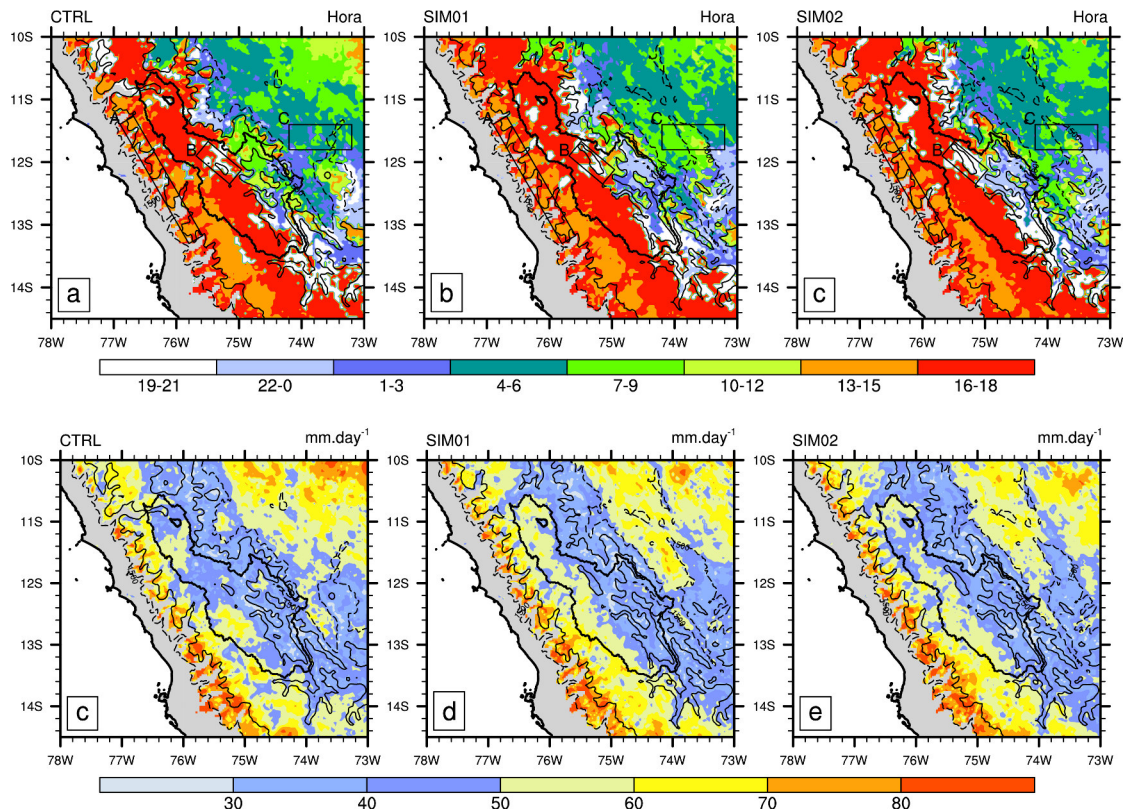


Figura 4.3. Horas en la que ocurre el máximo de precipitación según el ciclo diario en (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Asimismo, en (d), (e) y (f) se muestra el porcentaje de precipitación acumulada durante las 6 horas más cercanas al máximo de precipitación según CTRL, SIM01 y SIM02, respectivamente.

Se aprecia que la precipitación en la parte oeste de los Andes se da principalmente en horas de la tarde entre las 13 y 18 horas. Asimismo, la precipitación acumulada alrededor del máximo suele ser de más del 50%, llegando a alcanzar en ciertas áreas el

90%. Más al este, en MB, las horas de máxima precipitación son más cambiantes. Aquí, el máximo predomina entre las 16 y 18 horas con acumulados que están entre el 50 y 60%. Sin embargo, en los valles delimitados por los 3500 msnm (incluye el *valle del Mantaro* y el *valle este del Mantaro*), la lluvia puede presentarse con mayor intensidad durante horas de la noche, o inclusive durante las tempranas horas de la mañana en el caso particular de la simulación CTRL. La lluvia acumulada en estos valles suele estar entre 30 y 50%.

En ESA, las precipitaciones más intensas predominan en horas de la madrugada y durante la mañana, sin embargo, al norte de los 12 °S y por encima de los 3500 msnm puede darse durante horas de la tarde entre las 16 y 18 horas. Con respecto a la lluvia acumulada en 6 horas, esta genera acumulados entre 30 y 50% por encima de los 1500 msnm, mientras que por debajo de este nivel, el acumulado se encuentra entre 50 y 80%.

La Figura 4.4 muestra el ciclo diurno de la precipitación en las subregiones A, B y C representados por las diferentes simulaciones. Como en los patrones espaciales, los ciclos diurnos de las tres simulaciones siguen un mismo comportamiento, sin embargo se pasará a describir las diferencias entre ellas. En la subregión A, las precipitaciones se dan principalmente durante el día entre las 11 y las 19 horas con el máximo a las 14 horas. Luego del cambio de topografía, SIM01 da 0.1 mm.día⁻¹ más lluvia que CTRL. Sin embargo, la precipitación es mucho más afectada por el cambio de land-use con un incremento de 0.7 mm.día⁻¹, es decir SIM02 representa 22% más precipitación que SIM01.

A diferencia de lo que ocurre en la subregión A, la subregión B presenta precipitación más regular durante todo el día con valores mayores a 0.1 mm.hora⁻¹. Aún así los máximos de precipitación se dan entre las 14 y 22 horas. La simulación con hgt_SRTM, es decir SIM01, presenta 0.7 (16%) menos precipitación que la simulación con hgt_USGS o CTRL. La simulación con la introducción de lu_ENEW (SIM02) advierte 0.5 mm.día⁻¹ o 14% más lluvia que SIM01. Cabe resaltar que estos cambios en la precipitación acumulada son debido al cambio casi proporcional durante todas las horas del ciclo diurno.

Por último, las simulaciones en la subregión C presentan la mayor parte de la precipitación durante toda la noche y la mañana (entre las 20 y 12 horas). SIM01 da un acumulado de 4.2 mm.día⁻¹ (16%) menor que en CTRL; mientras que, SIM02 incrementa el acumulado en 4.5 mm.día⁻¹ (20%). Adicionalmente, se puede acotar que a diferencia de CTRL, donde la precipitación durante las tardes es casi nula, SIM01 y SIM02 generan precipitaciones ligeras de 0.25 mm.hora⁻¹.

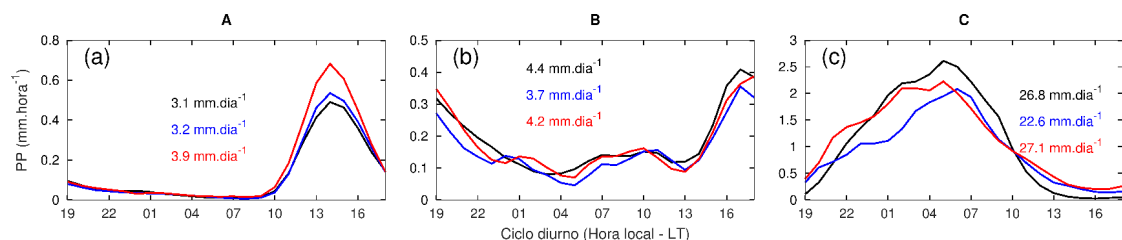


Figura 4.4. (a) Ciclo diurno de la precipitación en la subregión A según las simulaciones CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo). En (b) y en (c) como en (a), pero para las subregiones B y C, respectivamente. Los valores en color representan los acumulados de todo el ciclo diurno.

Esta caracterización del ciclo diurno es importante ya que brindan una perspectiva general de la precipitación durante las horas del día en las regiones HWSA, MB y ESA, representadas por las subregiones A, B y C, respectivamente.

4.1.2. Secciones transversales

La precipitación a lo largo de L1-R1 se da con mayor intensidad en el tope de las montañas y disminuye en dirección de los valles. Los valores más altos, entre 6 y 10 mm.día⁻¹ suelen darse en altitudes por encima de los 3500 msnm. Este comportamiento es similar en las tres simulaciones (Figura 4.5) y las diferencias entre ellas están básicamente restringidas en las zonas donde ocurren los máximos de lluvia. Si se compara la precipitación entre CTRL y SIM01 a lo largo de L1-R1, esta parece ser mayor en CTRL al sur de los 12 °S y menor al norte de esta latitud. Por otro lado, la precipitación en SIM02 es estrictamente mayor que en SIM01 a lo largo de todo el corte (Figura 4.5.a).

En el segundo transecto (Figura 4.6), las diferencias más notorias entre la lluvia de SIM01 y CTRL se pueden observar en aquellas partes donde la diferencia entre altitudes son mayores. También se observa que los valores de lluvia son menores en los valles y más altos en la cima de las montañas. De esta manera, la lluvia en el *valle central del Mantaro* (alrededor de 12.01 S) en CTRL, que tiene altitudes mayores, es en promedio el doble del que se presenta en SIM01. Otra diferencia notoria es visible al oeste del valle en mención, sin embargo aquí SIM01 considera altitudes mayores así como la precipitación en comparación con CTRL. Por otro lado, esta lógica no se presenta en el lado este. En este transecto, SIM02 tiende a incrementar las precipitaciones alrededor del valle hasta en 0.5 mm.día⁻¹ con respecto a SIM01.

En el transecto L3-R3, los cambios de topografía y land-use tienen respuestas en la precipitación similares a los encontrados en L2-R2 (Figura 4.7). Esto es claramente visible

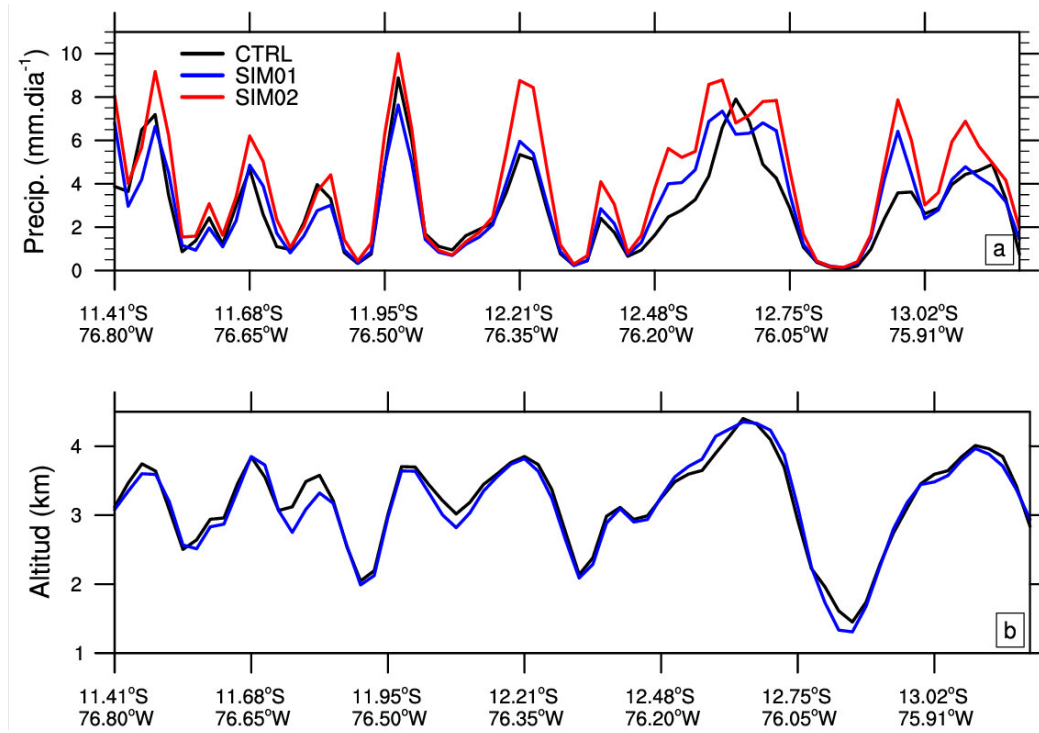


Figura 4.5. (a) Precipitación diaria de CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) a lo largo de la línea L1-R1 . (b) Altitud que consideran las simulaciones CTRL (hgt_USGS, línea negra), SIM01 y SIM02 (hgt_SRTM, línea azul).

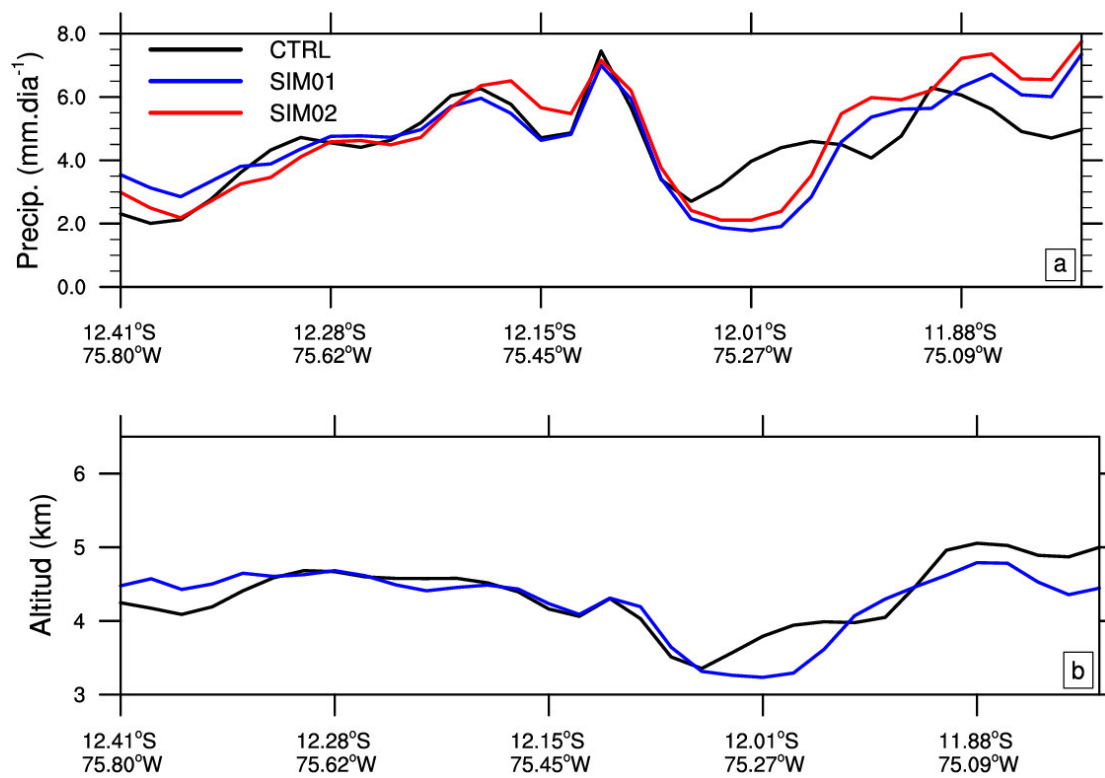


Figura 4.6. Como en la Figura 4.5, pero para el transecto L2-R2.

alrededor de 10.94 S donde a diferencia de SIM01, CTRL considera una montaña de 4000 m y coincide con un máximo de precipitación que duplica los valores de lluvia obtenidos en SIM01. Asimismo, la SIM02 genera precipitaciones mayores en 0.5 mm.día^{-1} en casi todo L3-R3.

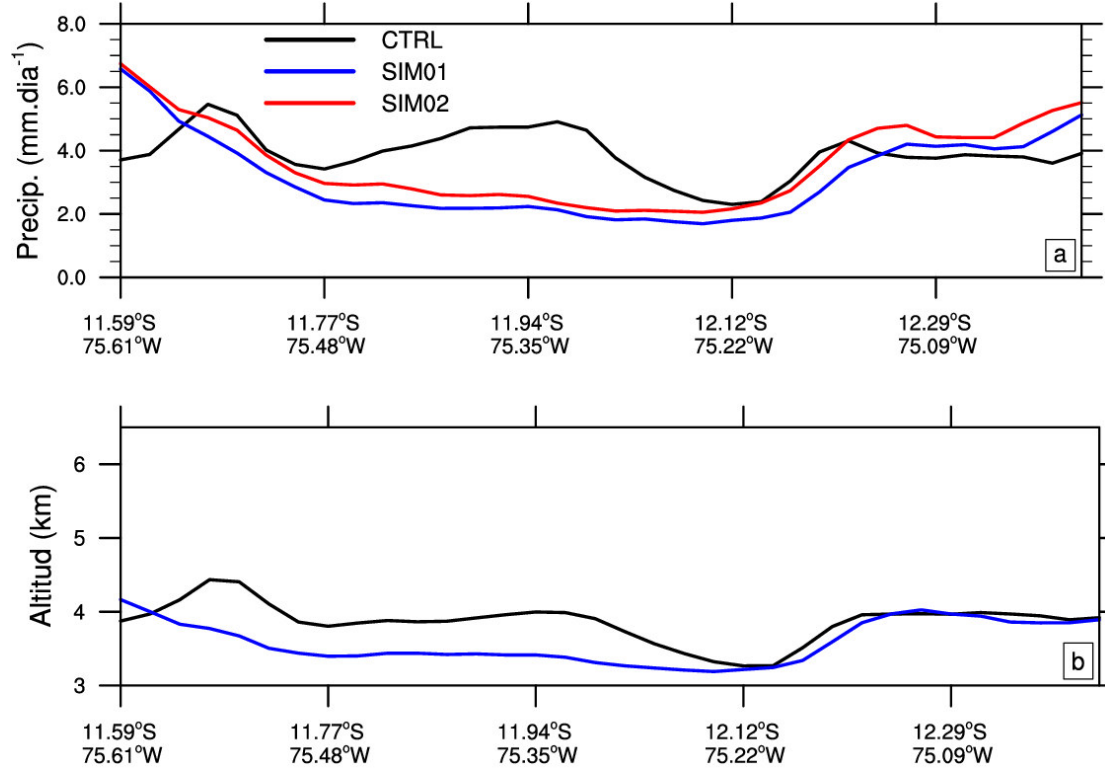


Figura 4.7. Como en la Figura 4.5, pero para el transecto L3-R3.

El impacto sobre la lluvia por el cambio de topografía también es evidente en el transecto L4-R4 (Figura 4.8). En CTRL, la precipitación diaria promedio tiene un incremento progresivo desde 10 hasta 35 mm.día^{-1} en la dirección R4 (sureste). Este incremento es acompañado por la altitud hasta los 10.7 S, luego las altitudes descienden mas no la precipitación. Por el contrario, SIM01 presenta una topografía que configura aproximadamente una meseta, es decir en lugar de un incremento progresivo de altitud, esta mas bien presenta una incremento brusco de 700 m cerca a 10.31 S y luego del cual las altitudes varían pero en no más de 500 m hasta llegar a R4. Esta discontinuidad en la altitud o barrera en SIM01 parece generar que el incremento progresivo visto en CTRL sea interrumpido generando un máximo de precipitación y el descenso progresivo en la dirección R4, es decir, luego de la aparición de la barrera la precipitación en SIM01 es menor que CTRL hasta en 50 %. Por el contrario, en las partes bajas o antes de

la barrera, la precipitación en SIM01 presenta valores mayores que CTRL, pudiendo duplicarla.

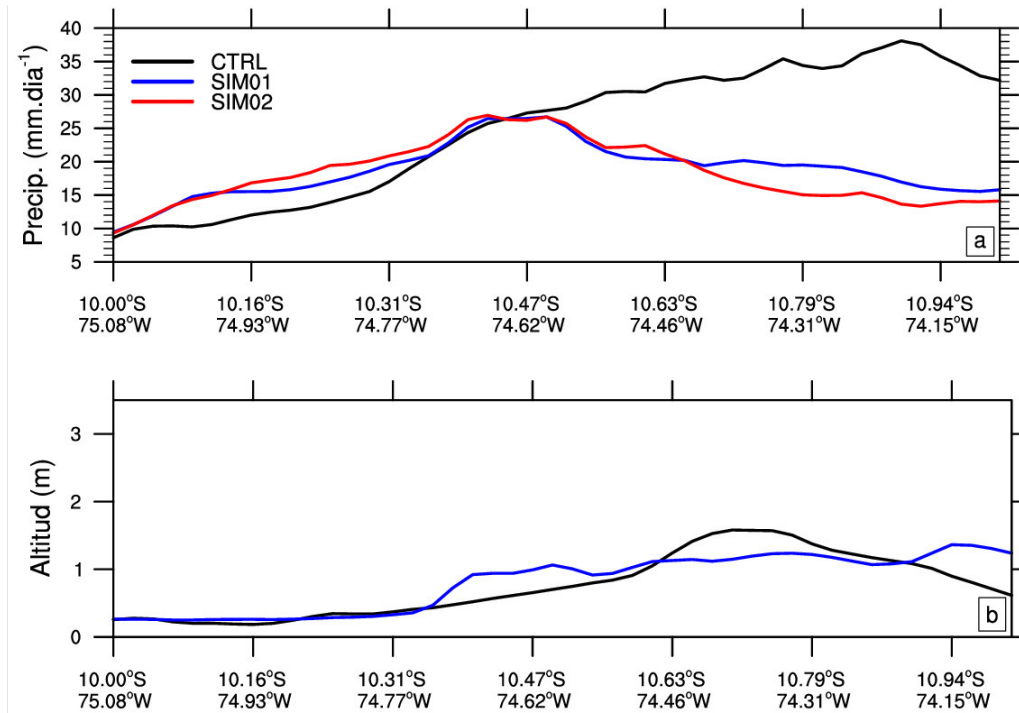


Figura 4.8. Como en la Figura 4.5, pero para el transecto L4-R4.

En las siguientes secciones se describirá más de cerca, cómo estos cambios podrían estar relacionados con la modificación del transporte de humedad en los niveles superficial y superiores.

4.1.3. Efectos sobre la temperatura del aire

Los valores promedios de la temperatura mínima y máxima simulada con CTRL se muestran en las Figuras 4.9.a y 4.9.d, respectivamente. Ambas, la temperatura mínima y máxima, muestran una clara dependencia con la altitud. El área en el lado de la Amazonía, por debajo de los 1500 m.s.n.m., muestra las temperaturas más altas. Aquí la temperatura mínima (máxima) tiene valores entre (sobre) 20 y 25 °C (25 °C). Valores intermedios pueden encontrarse en AC, por debajo de los 1500 msnm donde las temperaturas se encuentran entre 15 y 20 (20 y 30) °C en el caso de las mínimas (máximas). Las temperaturas más bajas en la zona de estudio se hallan en las zonas más altas donde valores entre -10 y 5 (0 y 15) °C son simulados sobre los 3500 m.s.n.m. para la temperatura mínima (máxima).

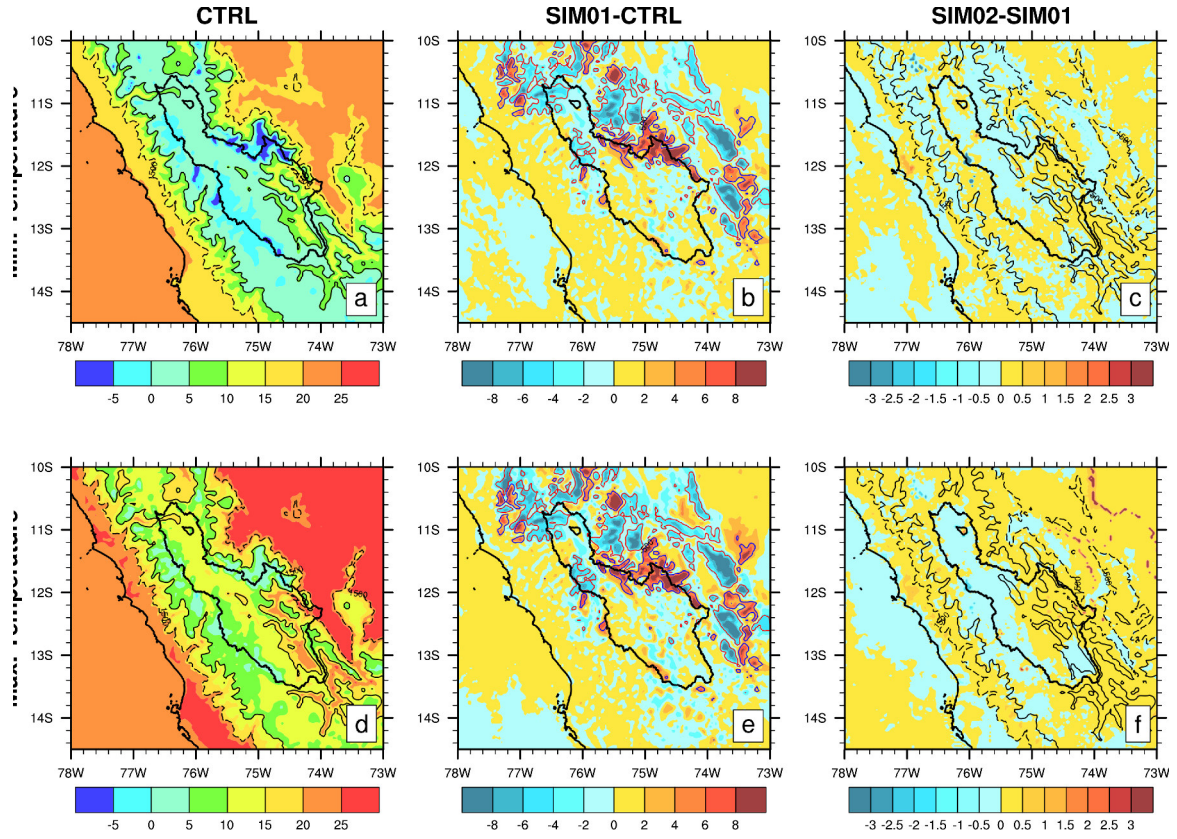


Figura 4.9. (a) Promedio de la temperatura mínima para CTRL, (b) diferencia entre las temperaturas mínimas de SIM01 y CTRL. (c) diferencia entre las temperaturas mínimas de SIM02 y SIM01. (d), (e) y (f) muestran lo mismo, pero para la temperatura mínima. En (a) y (d) Las líneas discontinuas y continuas representan los contornos de 1500 y 3500 m.s.n.m. de hgt_USGS, mientras que en (c) y (f) según hgt_SRTM. En (b) y (e), las líneas azul y roja representan las diferencias negativas y positivas de hgt_SRTM - hgt_USGS.

Por cambio de topografía

Las Figuras 4.9.b y 4.9.e muestran los cambios relativos de la temperatura mínima y máxima de SIM01 con respecto de CTRL. Estos cambios están claramente conectados a los cambios de topografía. Esto se puede inferir de los cambios negativos (positivos) de temperatura que se encuentran dentro de las líneas de contorno asociados a cambios de +500 m (-500 m) en altitud. La Figura 4.10 muestra la relación lineal que existe entre los cambios de temperatura y cambios de altitud en cada punto de grilla del área de estudio. Este da una tasa de cambio promedio de -5.6 y -6.6 °C para la temperatura mínima y máxima, respectivamente.

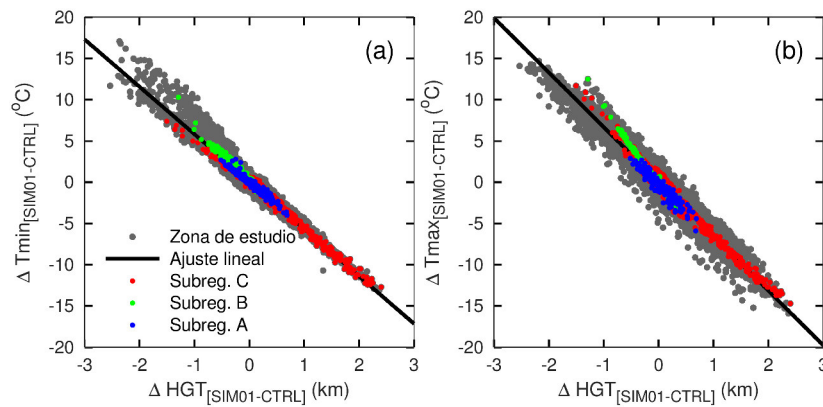


Figura 4.10. (a) Gráfico de dispersión entra la diferencia de temperatura mínima $\Delta T_{min} = T_{min_{SIM01}} - T_{min_{CTRL}}$ y altitud $\Delta hgt = hgt_{SRTM} - hgt_{USGS}$ para todos los puntos de la zona de estudio (gris), subregión C (rojo), subregión B (verde) y subregión A (azul). (b) como en (a), pero para la temperatura máxima (T_{max}). La línea negra representa el ajuste lineal para todos los puntos grises.

Esto indica que las variaciones que sufrirá la temperatura (máxima o mínima) dependerá de los cambios de altitud de una determinada zona. De acuerdo a esto las más afectadas deberían ser la parte norte y este de MB, tal y como muestra las Figuras 4.9.b y 4.9.e. Es decir, ya que los cambios de altitud son mayores a 1 km, los cambios en temperatura deberían ser superiores a $5.6 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. En términos generales se puede afirmar que los cambios más grandes (pequeños) de temperatura dentro del área de estudio tienen lugar en ESA (HWSA y MB) que además considera a la subregión C (A y B). Esto último es visible a partir de las variaciones de altitud en cada una de las subregiones (Figuras 4.10.a-b).

Por cambio de land-use

Los cambios promedios de las temperaturas mínima y máxima debido al cambio de land-use se muestran en las Figuras 4.9.c y 4.9.f, respectivamente. Se muestran muy pocos cambios notables (por encima de 0.5 °C), entre estos los que se encuentran asociados a la aparición de las categorías *urbana*, *hielo y nieve*; o por la no consideración categoría *agua* en SIM02 (o *lu_ENEW*). Por ejemplo, la consideración de una zona urbana más grande en SIM02 que en SIM01, se ve reflejada en el crecimiento de la isla de calor y que genera aumentos de 2.0 (1.0) °C en la temperatura mínima (máxima). La aparición de hielo y nieve reduce la temperatura mínima y máxima en 3.0 y 1.5 °C, respectivamente.

La elevación de la temperatura máxima en más de 2 °C en la parte baja de la Amazonía es causada por la no consideración de *bosque* en lugar del río o categoría de *agua*. Esto se da debido a que durante el día hay más energía debido al calor sensible liberado por el bosque que por el río (superficie de agua). Por la noche, no hay variaciones respecto a este último cambio.

Ciclo diurno

La Figura 4.11 muestra el ciclo diurno promedio en las subregiones A, B y C representados por las simulaciones CTRL, SIM01 y SIM02. Aquí básicamente se refleja la diferencia de entre las bases de datos de topografía de cada una de las simulaciones. Como ya se vio (Figura 3.4), las diferencias de topografía en la región HWSA era la que menores contrastes mostraba entre *hgt_USGS* y *hgt_SRTM*. Por este factor las diferencias de los ciclos diurnos son poco diferenciables. Por otro lado, en la subregión B el incremento de las temperaturas en SIM01 respecto a CTRL es debido al hecho de que SIM01 muestra, muestra en promedio, altitudes más bajas que en CTRL. El caso contrario ocurre en la subregión C, donde en SIM02 las altitudes superan los valores promedios en SIM01. Entonces se puede decir que estos resultados son consistentes con los cambios de topografía ya descritos anteriormente para las distintas subregiones.

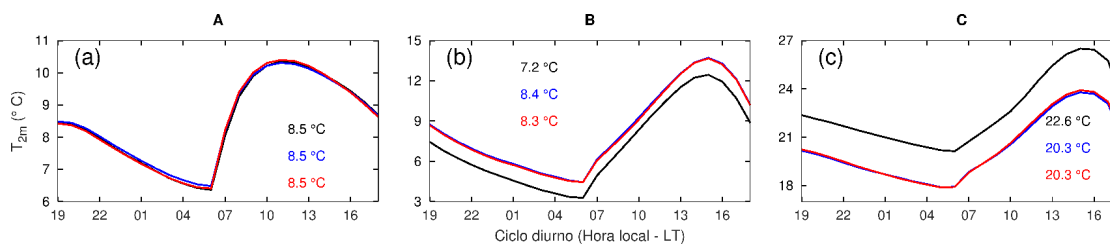


Figura 4.11. Como en la Figura 4.4, pero para la temperatura superficial del aire. Los valores en color representan los valores promedio del ciclo diurno.

4.1.4. Resumen de la sección

- La precipitación máxima se da en horas de la tarde en HWSA; entre la tarde y noche en MB, con excepción de los valles donde se presenta principalmente durante la noche. En ESA se da generalmente durante la madrugada y las mañanas. Aquí, por debajo (encima) de los 1500 msnm la precipitación se encuentra más concentrada (distribuida) alrededor de estos horarios.
- El cambio de topografía genera cambios en el patrón de precipitación, principalmente en la parte norte y este de MB y la pendiente este de los Andes donde las bases de datos de topografía son bastante diferentes.
- En general, la precipitación simulada con el nuevo land-use es superior, entre 10 y 50%, comparada con la simulada usando lu_USGS. En esa el cambio esta asociado a un patrón dipolar, esto es reducción de la precipitación en la parte noroeste e incremento en la parte sureste de ESA.
- La temperatura es impactada directamente por el cambio de altitud a una razón promedio de -5.6 y -6.6 $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, respectivamente.

4.2. Cambios de las variables de superficie

4.2.1. Vegetación y albedo

La Figura 4.12 muestra el LAI que consideran las simulaciones CTRL, SIM01 y SIM02. Cabe recordar que CTRL y SIM01 utilizan la misma base de datos de land-use, por lo cual el LAI es similar en ambos casos. En términos generales, se puede apreciar que ambas bases de datos presentan un incremento de LAI en la dirección hacia el este, es decir existe menor presencia de vegetación en AC y HWSA que en MB; y esta última a su vez tiene menos vegetación que la región ESA (Figuras 4.12.a-b).

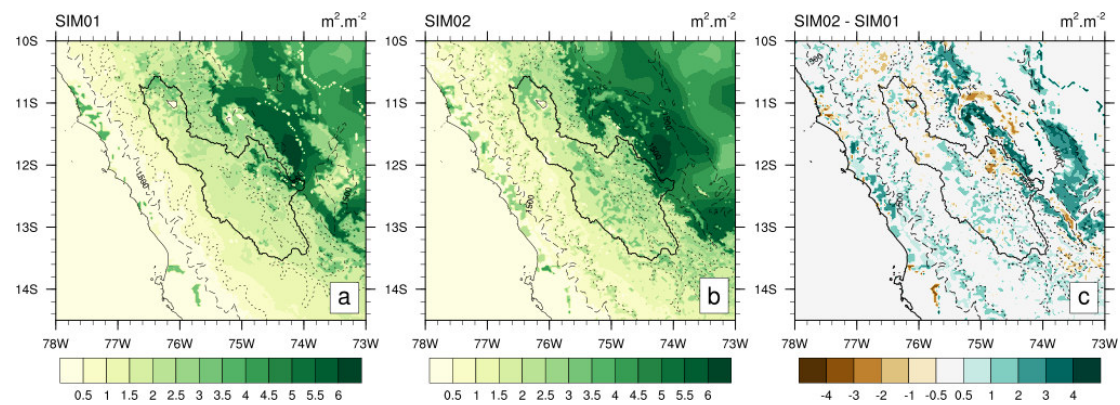


Figura 4.12. LAI considerados por (a) SIM01 (lu_USGS) y (b) SIM02 (lu_ENEW). (c) muestra las diferencias de LAI entre SIM02y SIM01.

Sin embargo, al momento de considerar los cambios (Figura 4.12.c), se puede notar variaciones importantes en ciertas áreas de la zona de estudio. Estas variaciones de LAI de lu_ENEW con respecto a lu_USGS, por lo general, tienden a ser de incremento. De esta manera, en AC los valores de LAI en lu_ENEW aumentan debido a la aparición de vegetación referenciada en la Figura 2.4 (cultivos, grass, entre otros). Este incremento puede responder al hecho que la costa peruana está compuesta por valles presentes en la desembocadura de ciertos ríos de la cuenca del Pacífico. Asimismo, se ha mencionado la aparición de la categoría *bosque* alrededor de los 3500 msnm en lu_ENEW, esto también es notorio en el incremento de LAI en HWSA.

En MB también se observa un incremento de LAI principalmente originado por la consideración de la categoría *cultivos/pastizales* de lu_ENEW en lugar de solo *pastizales* en lu_USGS. Finalmente, los incrementos fuertes de LAI en la región ESA se deben a la predominancia de la categoría *bosque* entre los 1500 y 3500 m.s.n.m. en lu_ENEW.

La Figura 4.13.a señala los valores de albedo promedio para CTRL. Tomando en

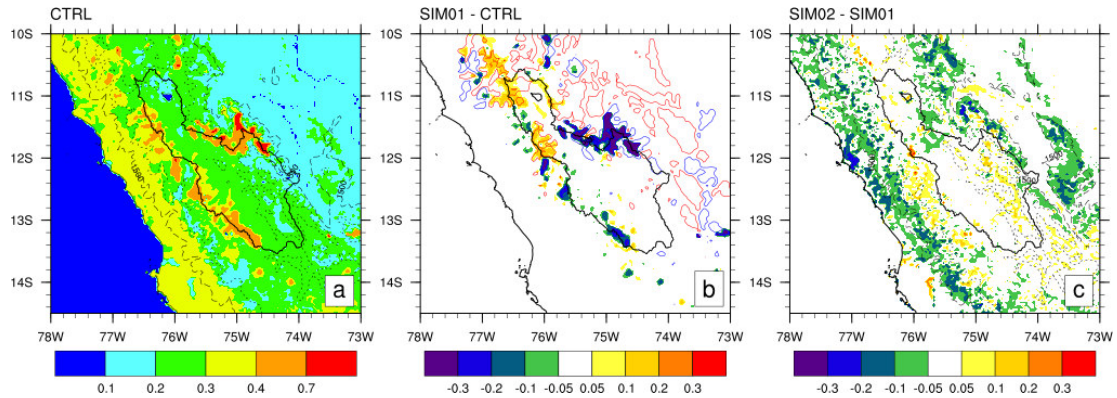


Figura 4.13. (a) Albedo promedio según CTRL. (b) Variación del albedo representado por SIM01 respecto de CTRL. (c) Variación del albedo representado por SIM02 respecto de SIM01.

consideración la cantidad de vegetación, se puede inferir que a mayor cantidad de esta, la reflectividad de la radiación solar de la superficie será menor, es decir, el albedo disminuye de oeste a este con valores entre 0.4 y 0.1. Los valores por encima de 0.4 están asociados a la caída de nieve en zonas muy altas, tal y como se observa en los bordes este y oeste de MB. El cambio de altitudes en SIM01 afecta el albedo, haciendo que se incremente sus valores en aquellas zonas donde se incrementa la altitud. Esto se origina principalmente porque las zonas de gran altitud favorecen a la formación de nubes con contenido de nieve y hielo (Figura 4.13.b). Las zonas más afectadas por el cambio de land-use son ESA, HWSA y AC; principalmente asociadas al incremento de LAI lo que genera una mayor retención de la radiación solar, es decir descenso de los valores de albedo. En particular, se puede notar la gran reducción del albedo por la extensa representación de Lima metropolitana (categoría urbana).

4.2.2. Nubosidad y radiación infrarroja

La radiación infrarroja incidente en la superficie puede ayudar en la identificación de predominancia de nubes en una determinada zona. Usualmente, esta radiación suele incrementarse en valor ante la presencia de una nube. Las Figuras 4.14.a y 4.15.a muestran los valores promedios de la radiación infrarroja durante el día y la noche, respectivamente. En estas Figuras se puede ver que hay una dependencia de esta radiación debido al cambio de altitud. Es decir, los valores de esta radiación se son más bajos en lugares con mayor (menor) altitud, ya que la atmósfera contiene mayor (menor) masa.

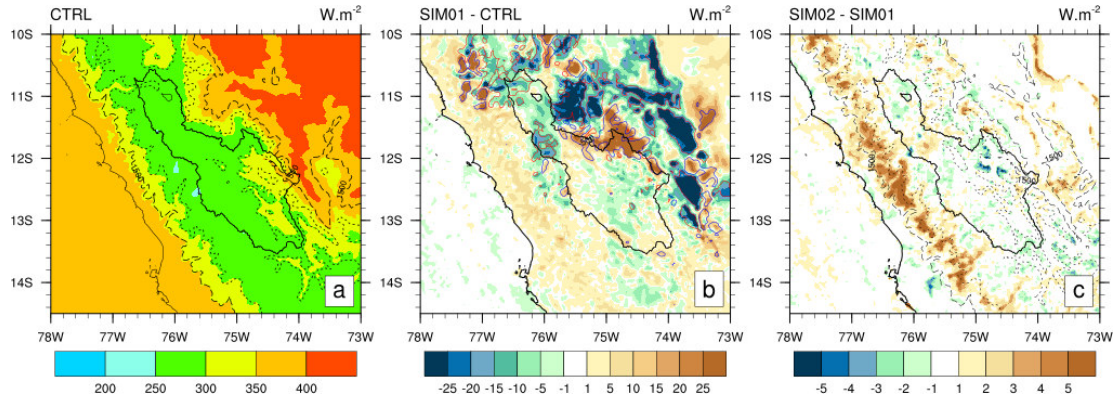


Figura 4.14. (a) Promedio de la radiación infrarroja incidente en la superficie para las horas de sol con CTRL. (b) Cambio de la radiación infrarroja promedio de SIM01 respecto de CTRL. (c) Cambio de la radiación infrarroja promedio de SIM02 respecto de SIM01.

Claramente, tanto de día como de noche (Figuras 4.14.b y 4.15.b), se puede observar que el incremento de altitud hace que la radiación infrarroja incidente en superficie se vea reducida, mientras que lo opuesto sucede cuando la altitud se reduce. Estos cambios parecen estar asociados a los cambios en la masa de la columna atmosférica mas no a cambios en la nubosidad. Por otro lado, pueden darse cambios notorios de día (Figura 4.14.c) y de noche (Figura 4.15.c) cuando se modifica el land-use. Durante el día se observa que hay un incremento visible de la radiación infrarroja en ESA alrededor de los 3500 msnm. Esto está asociado con el incremento de precipitación en la misma zona (Figura 4.1.g). Durante la noche resalta un patrón dipolar en la parte baja de ESA similar al mostrado por cambios de la precipitación en esta zona (Figura 4.1.g), es decir mayor radiación infrarroja en el polo positivo y menor en el negativo.

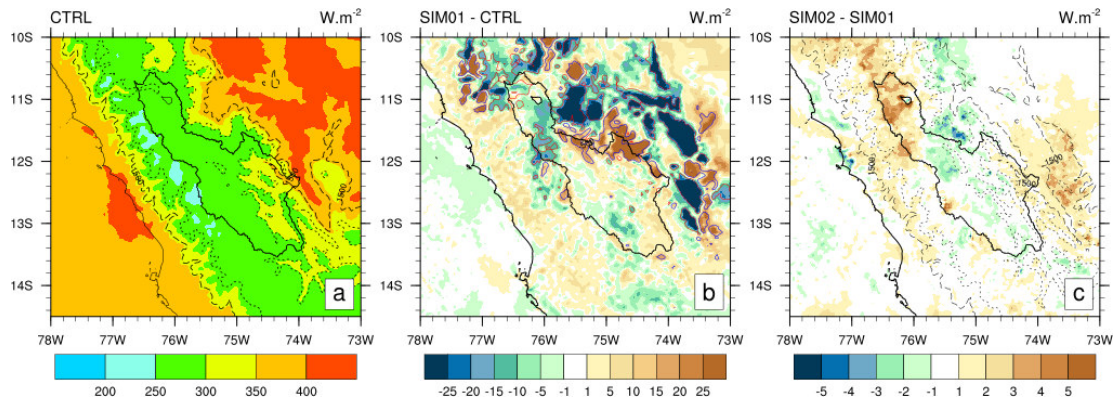


Figura 4.15. Similar a la Figura 4.14, pero para las horas durante la noche.

4.2.3. Humedad del aire y divergencia superficial

La Figura 4.16.a muestra la humedad específica de la simulación CTRL, mientras que la Figura 4.16.b y 4.16.c muestran los cambios de humedad surgidos debido a los cambios de topografía y land-use respectivamente. En CTRL (Figura 4.16.a) se puede notar una cierta dependencia con la altitud, es decir, a mayor altitud menor humedad específica. Esto se debe a que el límite de humedad puede ser controlado por la temperatura del aire, donde a mayor temperatura mayor humedad podrá contener el aire y viceversa.

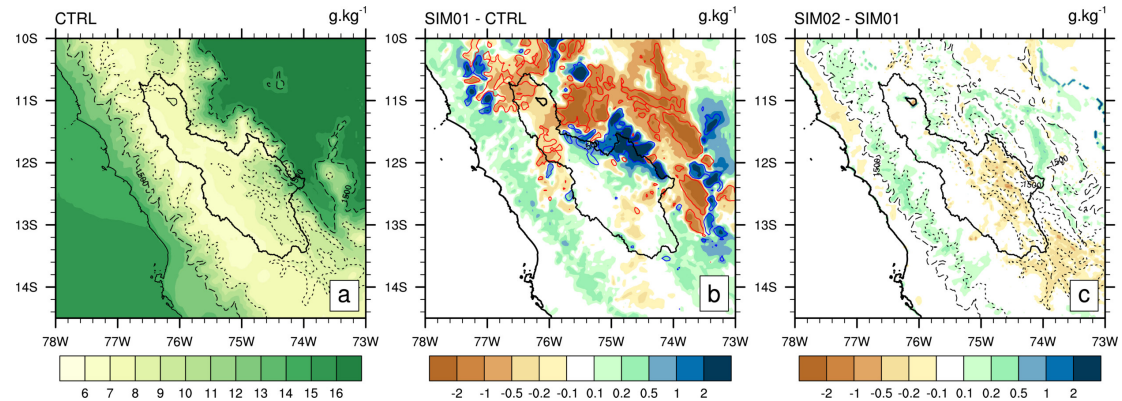


Figura 4.16. Promedio de la humedad específica durante el día, desde las 08 hasta las 17 horas.

Esta dependencia con la altitud se sigue observando cuando se considera el cambio de CTRL a SIM01. Esto es, incremento (descenso) de humedad en aquellos lugares donde el aire, en promedio, se calentó (enfrió) debido al cambio negativo (positivo) de altitud. Esto es notorio claramente dentro de los contornos de 500 y -500 m de las Figura 4.16.b.

Los cambios de humedad con los cambios de land-use son menos notorios, sin embargo se pueden notar claros patrones. Por ejemplo, incremento de la humedad alrededor de los 3500 msnm de la región HWSA que puede estar asociado a la mayor retención de radiación solar por descenso del albedo mostrado en la Figura 4.13.c. Por otro lado, se observa una disminución de la humedad en los valles interandinos, como en el *valle este de los Andes* y en el valle ubicado al sur de MB. Estos también están asociados al cambio (incremento) de albedo debido al cambio de land-use. Los incrementos y reducción de la humedad observados en HWSA y los valles interandinos también pueden ser explicados por el balance de energía neto, ya que el albedo está incluido dentro de la radiación solar reflejada en la superficie (Figura A.1 del Anexo A). Finalmente, en ESA, los cambios más notorios se ubican por debajo de los 1500 msnm, donde se observa un incremento de la humedad.

La divergencia de los flujos de humedad superficial promedio, para las regiones A, B y C se muestra en la Figura 4.17. Estas indican el ciclo diurno de esta variable. Todas las simulaciones registran, en la subregión A, el descenso de la divergencia negativa (convergencia) durante las horas del día. Esto es comprensible debido a que esta región está compuesta por montañas y valles, los que generan un forzamiento térmico concentrando la humedad en las partes altas de los valles durante el día. Se puede notar que la convergencia es más pronunciada en SIM02 y podría estar causado por el incremento de la humedad que se mostró en la Figura 4.16.c.

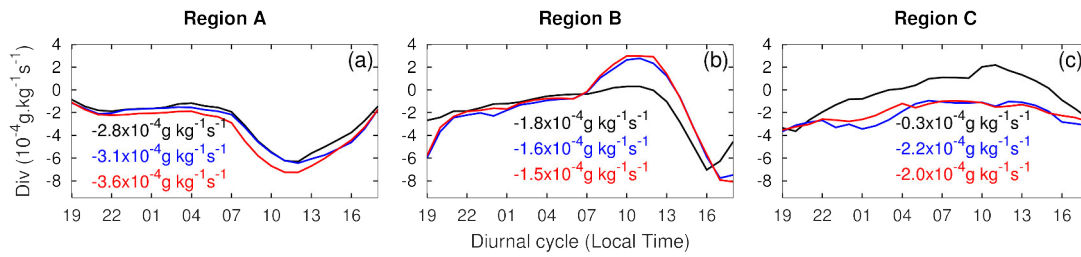


Figura 4.17. Ciclo diurno de la divergencia del flujo superficial de humedad para las simulaciones CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo). Se muestran para las subregiones (a) A, (b) B y (c) C.

El cambio de topografía de hgt_USGS a hgt_STRM provoca un cambio de la divergencia superficial en la subregión B, básicamente debido a que el segundo considera un valle más pronunciado. Las simulaciones que consideran la topografía SRTM (SIM01 y SIM02) simulan una divergencia muy marcada durante horas de la mañana, mientras que CTRL no lo reproduce. Esto también provoca que la convergencia máxima, que se presenta por la tarde, sea alcanzada un par de horas después por SIM01 y SIM02. En la Figura 4.18, se puede observar la divergencia promedio entre las 16 y 19 horas. Se puede ver que todas las simulaciones presentan predominancia de convergencia en la subregión B debido a la confluencia de los flujos desde todas las direcciones. Adicionalmente, se puede observar que hay flujos de humedad que ingresan desde la frontera este de MB generando convergencia de estos flujos. Estos están asociados a la precipitación que se da en gran medida durante este horario (Figuras 4.3.a-c).

En la subregión C, la montaña mucho más alta representada en SIM01 (hgt_SRTRM) genera que el flujo superficial sea en promedio netamente convergente, mientras que en CTRL aún puede presentarse divergencia especialmente durante el día. La divergencia simulada por SIM02 no muestra variaciones importantes respecto de SIM01.

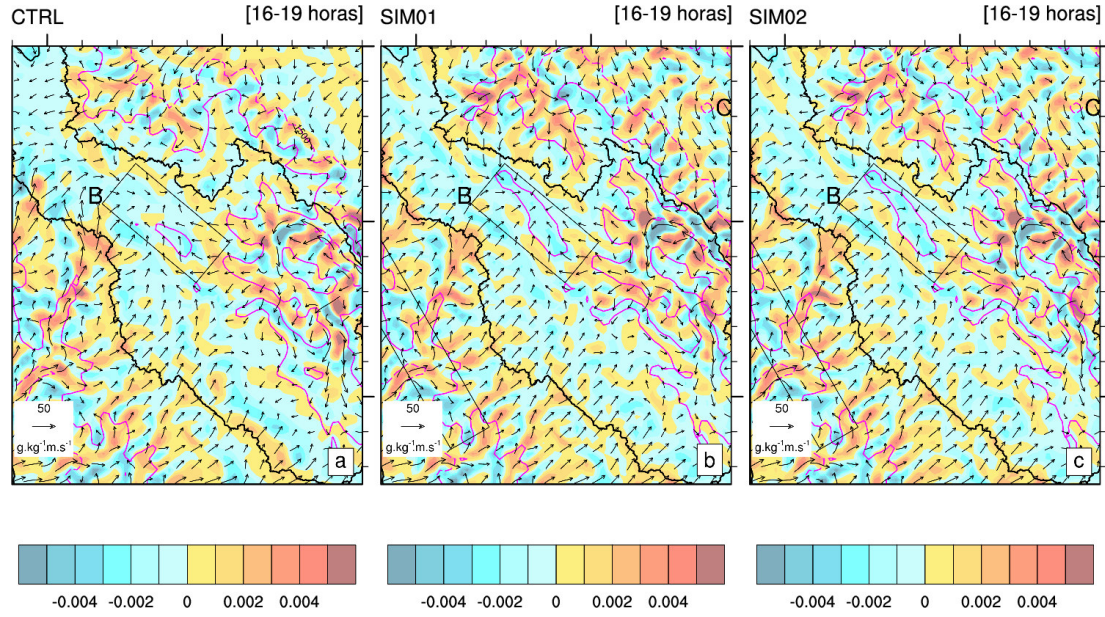


Figura 4.18. Flujo de humedad superficial promedio para las simulaciones (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. El promedio considera desde las 16 hasta las 19 horas.

En las subregiones A y B, los máximos de convergencia coinciden con los máximos de precipitación del ciclo diurno de las respectivas subregiones (Figura 4.4). Esto puede indicar que los procesos asociados a los flujos de humedad cerca de la superficie pueden jugar un papel importante en la generación de la precipitación.

4.2.4. Resumen de la sección

Entre los resultados más destacados se tienen:

- El cambio de land-use genera un incremento de LAI en casi toda la región, lo que genera una reducción del albedo superficial. Esto puede generar un aumento de la humedad específica debido a la mayor captación de radiación solar. Esto se muestra alrededor de los 3500 msnm y por debajo de los 1500 msnm en la región ESA. Asimismo, se observa una reducción de la humedad asociado al aumento del albedo en los valles interandinos.
- El incremento (reducción) de altitud también sugiere incremento (reducción) del albedo. Esto sucede por el incremento (reducción) de la cantidad de nieve en las zonas más altas de la región de estudio y que generalmente se encuentran cerca a los bordes de la cuenca del Mantaro.
- En HWSA las horas de máxima precipitación (tarde) está asociados a un incremento de la convergencia de los flujos de humedad superficial. Esto también ocurre en casi toda el área de MB donde la convergencia y la precipitación son máximas al final de la tarde. En ESA por el contrario esta relación no es clara.
- El cambio de altitudes debido a $hgt_SRTM - hgt_SRTM$ genera cambios en la radiación infrarroja descendente sin embargo estos parecen no ser atribuibles a un cambio en la nubosidad, sino tan solamente al cambio de la cantidad de humedad en las columnas correspondientes a cada grilla. Por otro lado en HWSA, el cambio de land-use si sugiere un aumento de la nubosidad alrededor de los 3500 msnm durante el día; y un patrón dipolar como el que aparece con el cambio de precipitación en ESA.

4.3. Cambios de las variables verticales

Los promedios diarios de los flujos de humedad integrados muestran patrones característicos de la zona de estudio descritos por otros autores como [Garreaud et al. \(2009\)](#) y [Marengo et al. \(2004\)](#) (Figura 4.19.a). Por ejemplo, en las zonas bajas de ESA se observa un flujo intenso dirigido hacia el suroeste, el cual es controlado por los flujos cargados de humedad provenientes del norte de la Amazonía y que es llamado *low level jet*. Sobre los Andes, el flujo de humedad integrado es predominantemente del Este. Cerca a la zona costera, sobre el océano pacífico, los flujos de humedad se trasladan a lo largo de la costa hacia el Ecuador. Los cambios de estas variables introducidas por la consideración de hgt_SRTM en SIM01 respecto de CTRL se muestran en la Figura 4.19.b; mientras que los cambios generados por el cambio de land-use (de lu_USGS a lu_ENEW) se muestran en la Figura 4.19.c.

Lo más resaltante tras el cambio de topografía (Figura 4.19.b) se halla en la región ESA. Aquí, el patrón mostrado por los cambios de la divergencia de los flujos integrados, tiene una similitud con el patrón de los cambios de precipitación mostrados en la Figura 4.1.d. Es decir, las regiones con incrementos de divergencia coinciden con las regiones donde la precipitación se ve reducida y viceversa. En las otras dos regiones, HWSA y MB no se muestran cambios resaltantes relacionados con estos flujos o con la divergencia asociada.

El cambio de land-use también introduce cambios notorios de los flujos integrados asociados con los cambios de precipitación en la región ESA (Figura 4.1.f). Se muestra que el polo positivo de precipitación (aumento de lluvia) coincide con el descenso de la divergencia o incremento de la convergencia, mientras que el polo negativo (reducción de la lluvia) coincide con el incremento de divergencia o reducción de la convergencia. También aparece un flujo de humedad sobre la subregión C que proviene por la zona norte desde la región ESA. Adicionalmente, se observa un flujo de humedad hacia el oeste en toda la región al sur de los 12 °S.

A continuación describiremos más detalladamente los flujos de humedad en la vertical. Para esto se tomará en cuenta las secciones transversales L1-R1, L3-R3 y L4-R4 descritas en la Sección 3.4 y representadas en las Figuras 4.20, 4.21 y 4.22, respectivamente. Estas muestran con vectores los flujos de humedad a lo largo de las secciones L-R, con contornos los flujos de humedad transversal a L-R (con valores positivo o líneas rojas entrando, y negativos o línea azul saliendo), y mediante sombras de color se indican la divergencia horizontal de los flujos de humedad mencionados. Estas variables

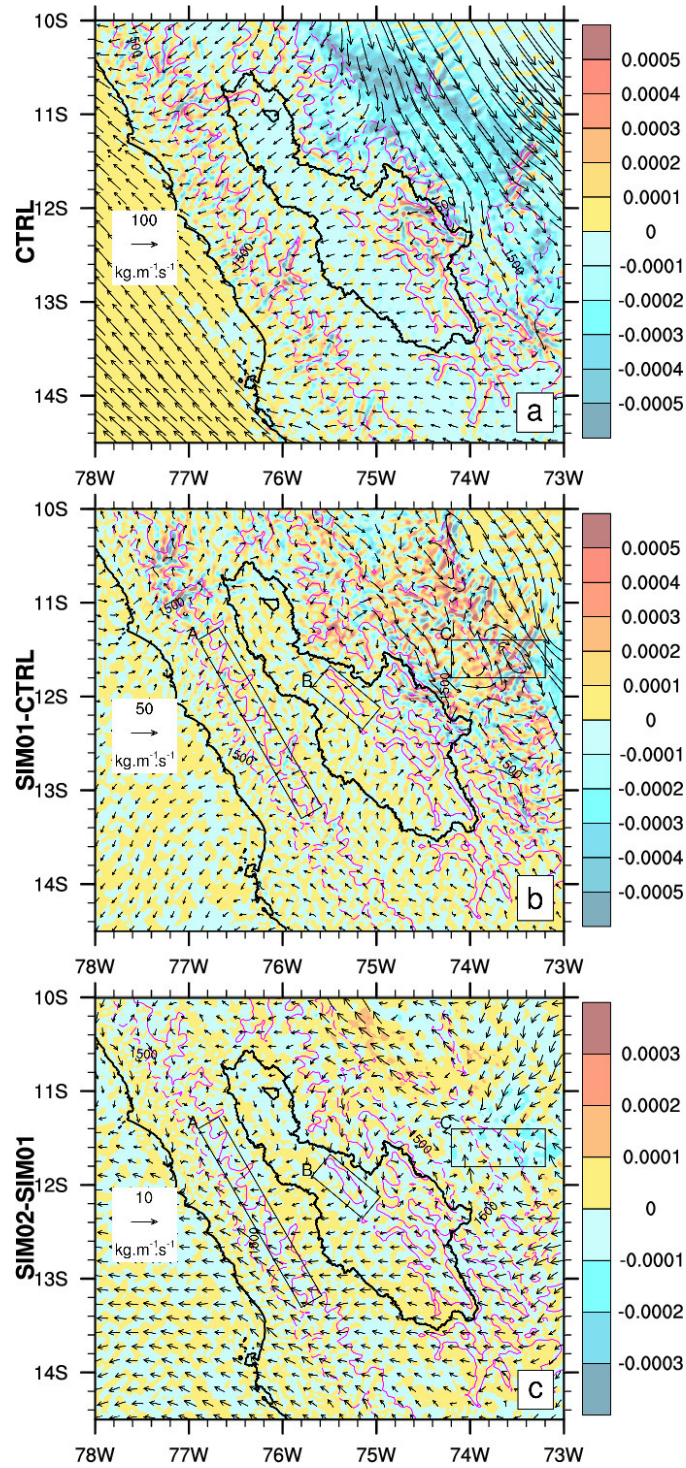


Figura 4.19. (a) Promedios de los flujos de humedad integrado en toda la columna atmosférica para CTRL. (b) Diferencia entre los flujos de humedad integrados obtenidos por SIM01 y CTRL. (c) Diferencia entre los flujos de humedad integrados obtenidos por SIM02 y SIM01. En sombras aparecen los correspondientes valores de divergencia de los flujos de humedad.

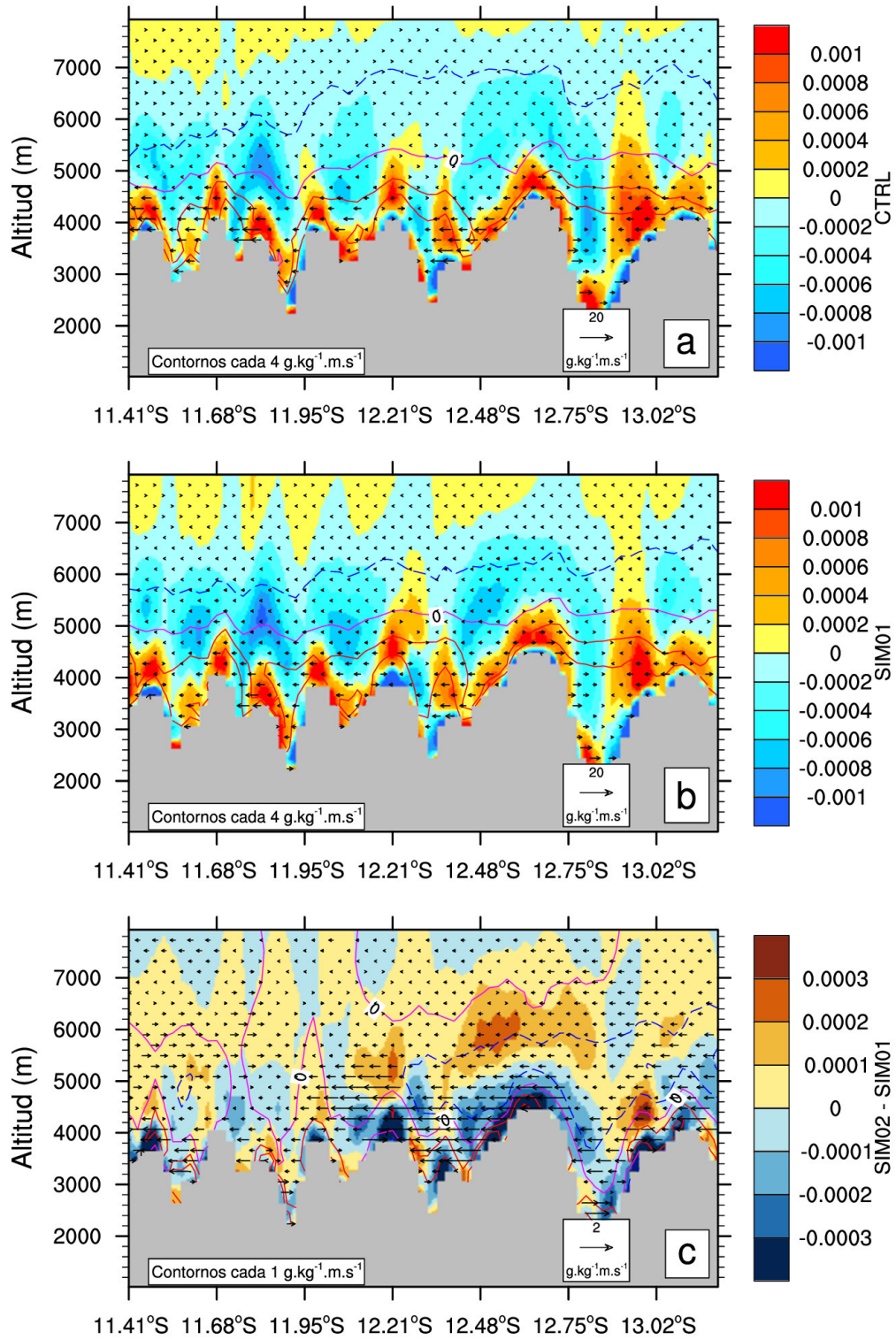


Figura 4.20. (a) Flujos horizontales de humedad a lo largo de L1-R1 (vectores) y transversal a este (contornos) para CTRL. La divergencia de estos flujos se muestran en sombras de color. (b) como en (a) pero para SIM01. (c) muestra las diferencias de las variables mencionadas de SIM02 y SIM01. Se muestra los cálculos con el promedio cerca de las horas de máxima precipitación (13-18 horas).

se muestran en (a) para CTRL y en (b) para la SIM01. En (c) se muestra la diferencia de entre SIM2 y SIM01 de todas las variables mencionadas. Una salvedad adicional es que estos se calculan solamente para las horas cercanas a los máximos de precipitación de la respectiva sección (Figura 4.3). Esto es entre 13-18 horas para L1-R1, 16-21 horas para L3-R3, y 01-06 horas para L4-R4.

En la sección L1-R1, CTRL (Figura 4.20.a) y SIM01 (Figura 4.20.b) tienen patrones muy similares de todas las variables mencionadas. Ambas simulaciones muestran convergencia de los flujos de humedad cerca de la superficie de las pendientes y cima de las montañas; estas gatillarían la precipitación en HWSA. Otra similitud, es el flujo de humedad en dirección a las zonas altas de HWSA (contornos en rojo debajo de 5000 msnm) y que al parecer propician la divergencia por encima de las cimas de las montañas. También se observa flujos de humedad que provienen del lado oeste de L1-R1 por encima de los 5000 msnm. Esto indica humedad que cruza los Andes y vienen desde la Amazonía. Aquí se puede notar que al sur de los 12 °S, el contorno de $-4 \text{ g.kg}^{-1}\text{m.s}^{-1}$ en SIM01 se encuentra casi 1000 m debajo del mostrado en CTRL. Esto indicaría mayor ingreso de humedad por esta parte y que también ayudaría a incrementar la precipitación de SIM01 respecto a CTRL y que de hecho se puede apreciar en las Figuras 4.5.a y 4.1.f.

Los cambios más notables de estas variables con SIM02 respecto de SIM01 a lo largo de L1-R1 son tres principalmente (Figura 4.20.c). Primero, se muestra un debilitamiento de los flujos de humedad que se dirigen hacia las zonas altas de HWSA cerca de la superficie y por debajo de los 5000 msnm. Segundo, hay un incremento de los flujos de humedad que vienen del Este alrededor de los 5000 msnm al sur de los 12 °S. En tercer lugar, se observa un incremento de la convergencia en niveles cercanos a la superficie. Esta mayor convergencia de humedad en SIM02 respecto de SIM01 (Figura 4.17.a) está asociado a mayor precipitación durante las tardes en HWSA (Figura 4.4.a).

En la sección L3-R3 perteneciente al valle central del Mantaro, se observa que los flujos de humedad por encima de los 6000 msnm de SIM01 (Figura 4.21.b) y que provienen del Este son ligeramente más fuertes que en CTRL (Figura 4.21.a). Por debajo de este nivel, tanto CTRL como SIM01 muestran flujos en la dirección hacia el noreste de MB. Estos flujos, en combinación con los flujos que ingresan por los extremos del transecto L3-R3 generan convergencia en el valle y que suele ser más intensa en SIM01, ya que aquí el valle es más pronunciado. Se ha visto que la lluvia para CTRL (Figura 4.7.a) es mucho mayor que en SIM01 en el centro del L3-R3; esto podría deberse a la mayor probabilidad de generar condensación en CTRL, ya que considera una altitud casi 1000 m mayor que en SIM01, es decir debido a temperaturas más bajas. Respecto a los cambios producidos

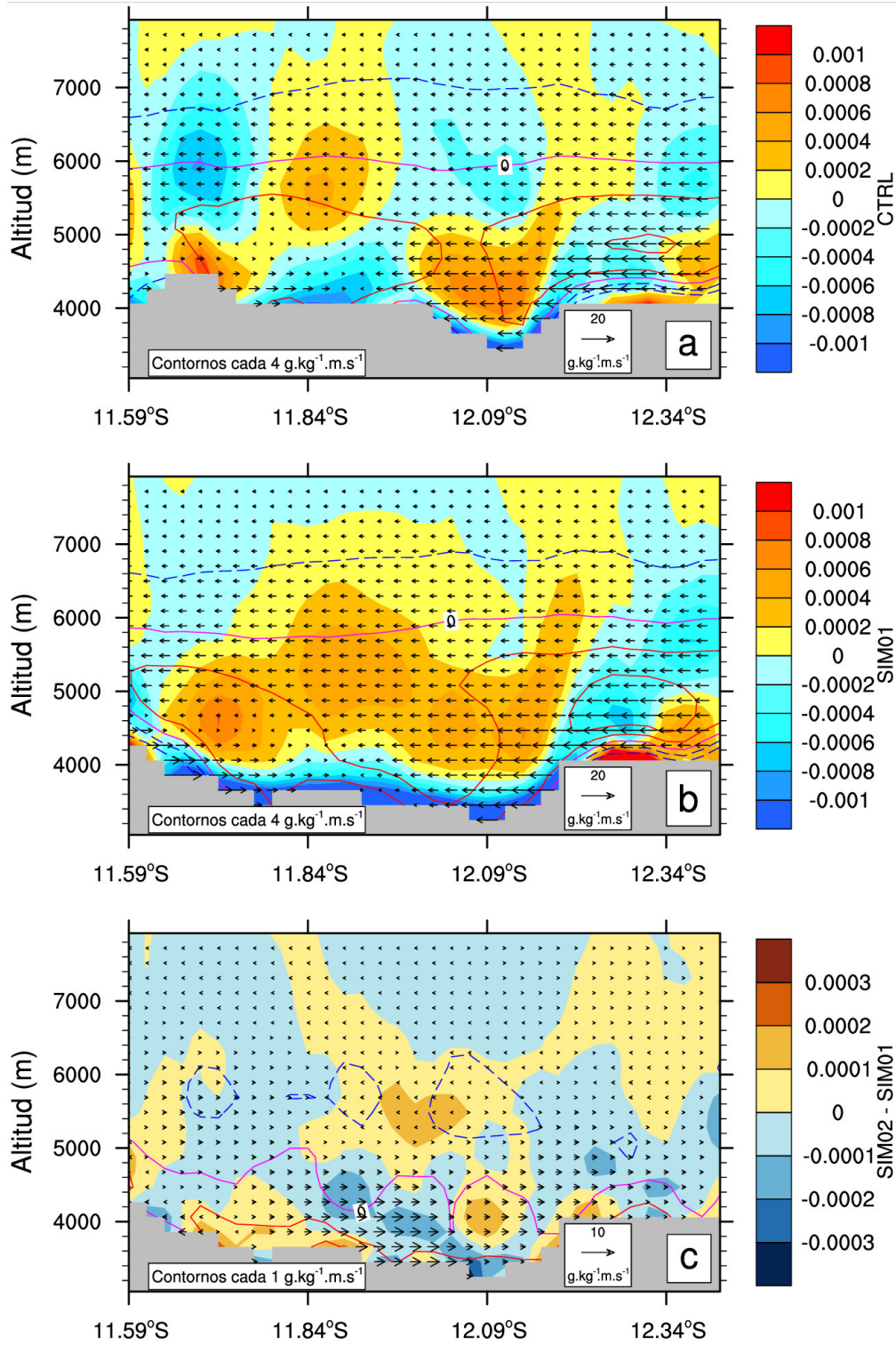


Figura 4.21. Como en la Figura 4.20, pero para la sección L3-R3 y con los promedios entre las 16 y 21 horas.

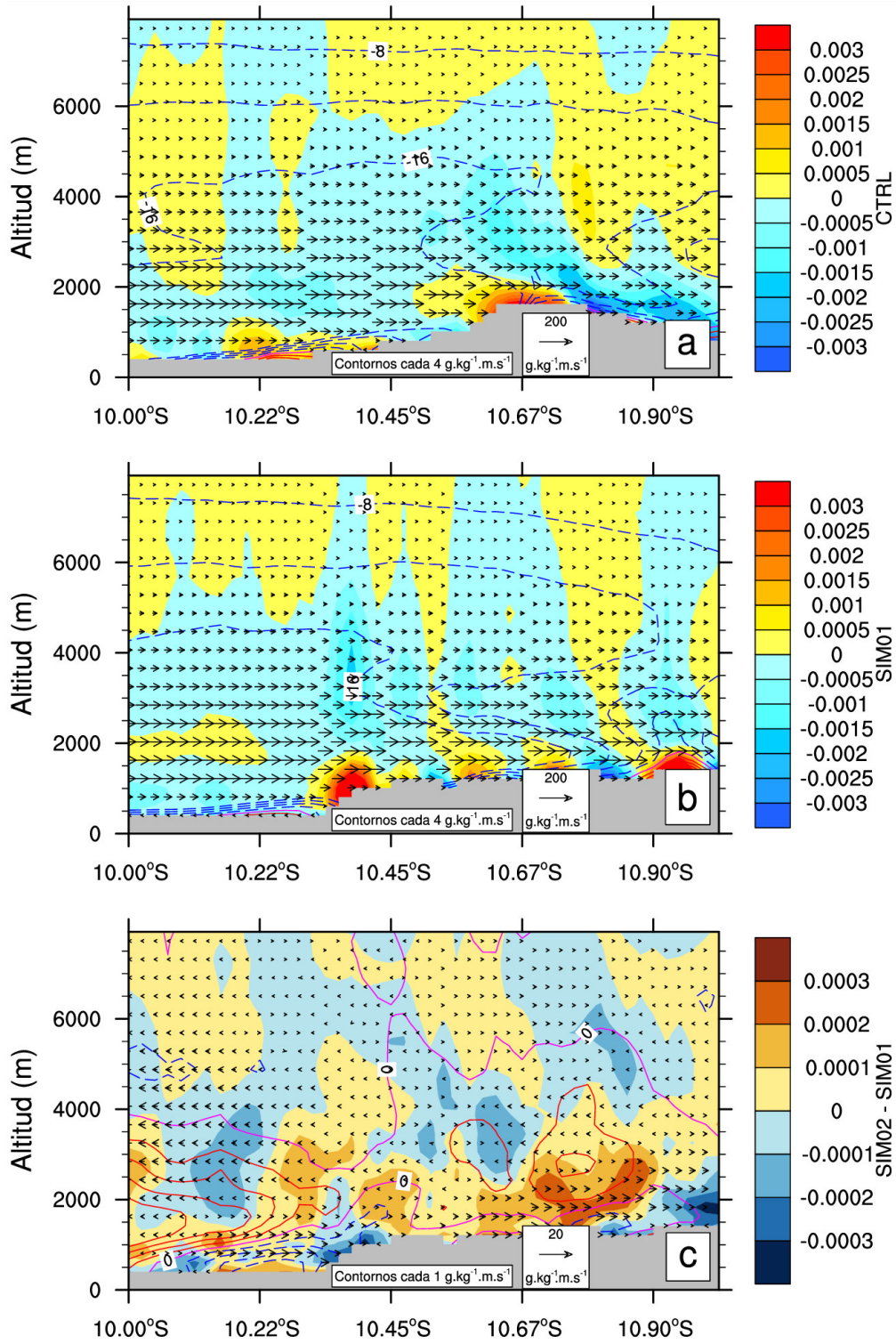


Figura 4.22. Como en la Figura 4.20, pero para la sección L4-R4 y con los promedios entre las 01 y 06 horas.

por SIM02 respecto de SIM01 (Figura 4.21.c), se observa que hay un incremento de los flujos de humedad del Este, por encima de los 5000 msnm, mientras que aquellos cercanos a la superficie incrementan su valor en la dirección sureste, es decir aquellos que vienen de la parte oeste o suroeste de L3-R3. Aquí también se observa un debilitamiento de los flujos de SIM01 que ingresan por R3.

A diferencia de las dos secciones ya mostradas, en L4-R4 se puede encontrar mayores contrastes entre CTRL y SIM01. Por ejemplo, cerca al extremo derecho (al sur de 10.67°S) se ve que la convergencia cerca a la superficie es más intensa en CTRL que en SIM01. Esta diferencia está en correspondencia con la mayor precipitación existente en esta zona en la simulación CTRL (Figura 4.8). Hacia el extremo norte, se observa que la convergencia debajo de los 1500 m cubre mayor extensión horizontal en SIM01 que en CTRL. Esto concuerda con la presencia de mayor precipitación en SIM01 comparado con CTRL en esta parte de L4-R4.

4.3.1. Resumen de la sección

- En la zona del lado Amazónico se muestran que los cambios topografía y land-use modifican la divergencia del flujo de humedad integrado y estos a su vez controlan los cambios de precipitación. Es decir, las zonas de convergencia están asociados a un incremento de la lluvia y las zonas de divergencia a la disminución de esta.
- En HWSA, el cambio de topografía de hgt_USGS a hgt_SRTM, genera mayor ingreso de humedad en la zona al sur de 12°S, esto está asociado al incremento de la precipitación en esta zona. Por otro lado, el cambio de land-use genera mayor convergencia de humedad cerca a la superficie alrededor de las zonas altas.
- En MB, se genera convergencia de los flujos de humedad tanto en SIM01 y CTRL, sin embargo en CTRL la humedad puede ser transformada más fácilmente en precipitación, ya que las temperatura son más bajas debido a la mayor altitud que presenta la superficie en CTRL (hgt_USGS) con respecto a la altitud en SIM01 (hgt_SRTM). En el caso de SIM02, este parece agregar a la convergencia de los flujos en superficie, un mayor ingreso de humedad desde la parte oeste.
- En ESA, el cambio de topografía induce cambios en la divergencia en los niveles verticales, lo que controla los cambios espaciales en la precipitación. Zonas de convergencia asociados a incremento de precipitación y zonas de convergencia a reducción de la misma.

4.4. Performance de las simulaciones

4.4.1. Precipitación

Acumulado diario

En la Figura 4.23 se muestra los bias para la precipitación diaria observada expresada en porcentaje de la misma. En la región HWSA, se observa que la precipitación es subestimada, es decir todas las simulaciones muestran valores inferiores a los observados. Sin embargo, estas subestimaciones son reducidas en SIM01 (Figura 4.23.b) en comparación con la simulación CTRL (Figura 4.23.a). Esto ocurre debido a que CTRL muestra subestimación que puede alcanzar valores de entre 50 y 100 %, pero que en SIM01 estas no sobrepasan el 50 %. En esta región, SIM02 muestra valores similares a los encontrados en SIM01.

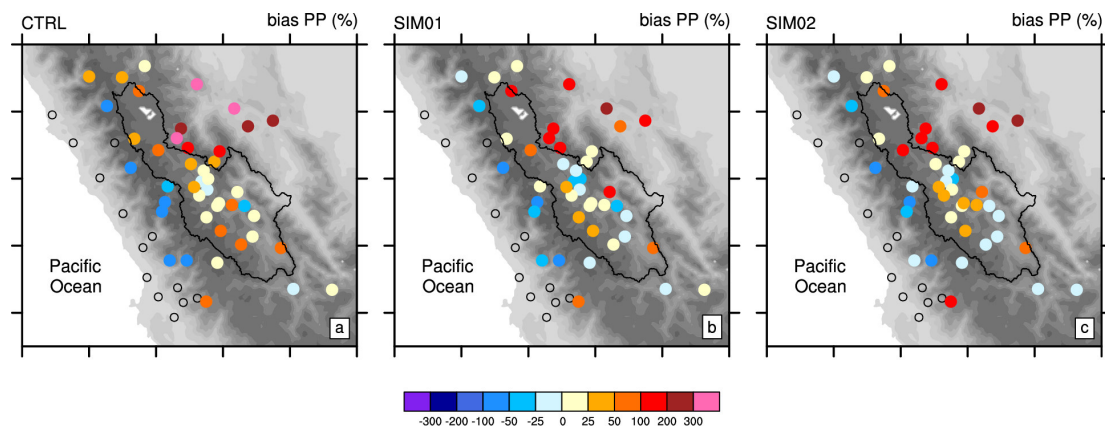


Figura 4.23. Sesgos o bias de la precipitación diaria expresada en porcentaje del promedio de la precipitación observada según las simulaciones (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los círculos negros indican que no hay datos observados según la Tabla 2.1. La topografía (en sombras) corresponde a hgt_SRTM.

En las estaciones ubicadas en MB ocurre lo contrario que en HWSA, es decir existe una sobreestimación de los valores observados. Esto es más notorio en CTRL (Figura 4.23.a) que en SIM01 o SIM02 (Figuras 4.23.b y 4.23.c), ya que allí se muestra mayor número de estaciones con sobreestimación. Las sobreestimaciones en MB se presentan por lo general con valores entre 0 y 100 % en CTRL, mientras que en SIM01 y SIM02 las estaciones cerca al *valle central del Mantaro* tienden a mostrar subestimación de hasta 50 %. En todas las simulaciones, se observa que en la mayoría de estaciones orientadas hacia el borde oeste mantienen una sobreestimación.

En la región ESA, los bias presentan los valores más altos, y pueden llegar a alcanzar valores poco más altos que 300 %. Estos valores extremos son particulares de la simulación CTRL, donde 6 de las 10 estaciones presentan valores por encima de 200 %. En SIM01, estos valores son reducidos y la mayoría de estaciones no sobrepasan el valor de 200 %. Finalmente, en SIM02 solo sobre las estaciones más bajas se observa un incremento de los bias.

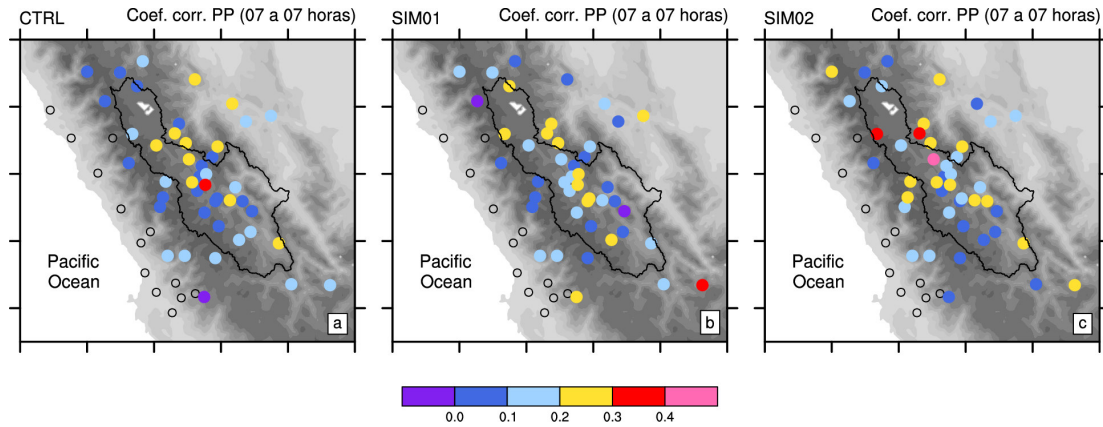


Figura 4.24. Coeficiente de correlación entre la precipitación diaria observada y estimada por (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los acumulados de precipitación diario se calculan a partir de las 07 horas. Los círculos negros indican que no hay datos observados según la Tabla 2.1. La topografía (en sombras) corresponde a hgt_SRTM.

La Figura 4.24 muestra la correlación entre la precipitación diaria observada y la estimada por CTRL, SIM01 y SIM02. Los acumulados de lluvia diaria se calculan entre las 07 horas y 07 horas del día posterior. En la mayoría de estaciones se muestra que tienen valores bajos. Los valores más altos, entre 0.2 y 0.3 pueden ubicarse dentro de MB y también sobre ESA (Figura 4.24). Esta última afirmación también es válida para las correlaciones entre la precipitación acumulada entre las 19 horas y 19 horas del día posterior (ver Figura anexa A.2).

Tabla 4.1. Bias, RMSE y coeficiente de correlación promedio de la precipitación observada y simuladas por CTRL, SIM01 y SIM02. Los promedios se calculan sobre las diferentes regiones (HWSA, MB y ESA). Los valores diarios se calculan a partir de las 19 horas.

	BIAS (mm.dia ⁻¹)			RMSE (mm.dia ⁻¹)			Coef. corr.		
	HWSA	MB	ESA	HWSA	MB	ESA	HWSA	MB	ESA
CTRL	-1.0	0.7	11.6	5.3	7.3	23.4	0.08	0.15	0.15
SIM01	-0.8	0.5	5.9	5.1	7.0	16.5	0.13	0.15	0.13
SIM02	-0.7	0.6	6.1	5.2	7.2	16.1	0.15	0.15	0.20

Un resumen de lo descrito se muestra en la Tabla 4.1 donde SIM01 y SIM02 muestran los valores más óptimos de los bias en todas las regiones. SIM02 cambia el bias de SIM01 en $+0.1$ o $+0.2$ mm.día⁻¹. SIM01 y SIM02 reducen el bias en mayor medida en la región ESA, esto es reducen el bias de CTRL en 50%. Los valores promedios de RMSE tienen un comportamiento similar al bias, es decir presentan valores más bajos cuando se considera SIM01 y SIM02. Por último, los valores promedio del coeficiente de correlación no exceden 0.2 en todas las regiones.

POD, FAR y FBI

La Figura 4.25 muestra los valores (de arriba a abajo) de POD FAR y FBI, para las regiones (de izquierda a derecha) HWSA, MB y ESA. Estos se muestran para diferentes valores de umbrales y van desde 0.1 hasta 10 mm.día⁻¹ para HWSA y MB; mientras que para la región ESA llega hasta los 15 mm.día⁻¹.

En HWSA, todas las simulaciones predicen que la probabilidad de detección es menor para los eventos más intensos. Sin embargo, las simulaciones SIM01 y SIM02 tiene una probabilidad de detección mayor que CTRL (Figura 4.25.a). El índice de falsas alarmas es menos favorables para CTRL al tener valores de FAR por encima de los valores presentados con SIM01 y SIM02 (Figura 4.25.d). Los valores de FBI para HWSA (Figura 4.25.g), muestran que todas las simulaciones pronostican menos eventos con lluvia en comparación con los observados ($FBI < 1$). Sin embargo, al igual que con el índice POD, los valores de FBI con SIM01 y SIM02 presentan valores más cercanos a 1 que el FBI con CTRL. Adicionalmente se puede decir que SIM02 muestra mejores valores que SIM01, especialmente cuando se trata de los más intensos.

En la región MB, las tres simulaciones muestran valores similares para los índices POD, FAR y FBI. Aquí el índice POD muestra valores más altos que los mostrados en MB, y también los eventos más intensos suelen ser más difíciles de detectar. Aquí la curva creciente que muestra el índice FAR en función de los umbrales muestra valores similares a los hallados en HWSA. Por otro lado, el patrón de FBI si cambia respecto al encontrado en HWSA. Aquí todas las simulaciones suelen sobreestimar el número de eventos observados ($1 < FBI < 1.5$), sin embargo muestra los valores más óptimos cuando el valor umbral se encuentra entre 2 y 4 mm.día⁻¹, lo que implica que el número de eventos observados y simulados, por encima de estos valores, es casi el mismo.

Finalmente, en ESA, el índice POD muestra los valores más óptimos en la simulación CTRL antes que SIM01 y SIM02. El número de eventos por encima de 8 mm.día⁻¹ es mejor predicho por SIM02 que por SIM01. Las falsas alarmas o FAR

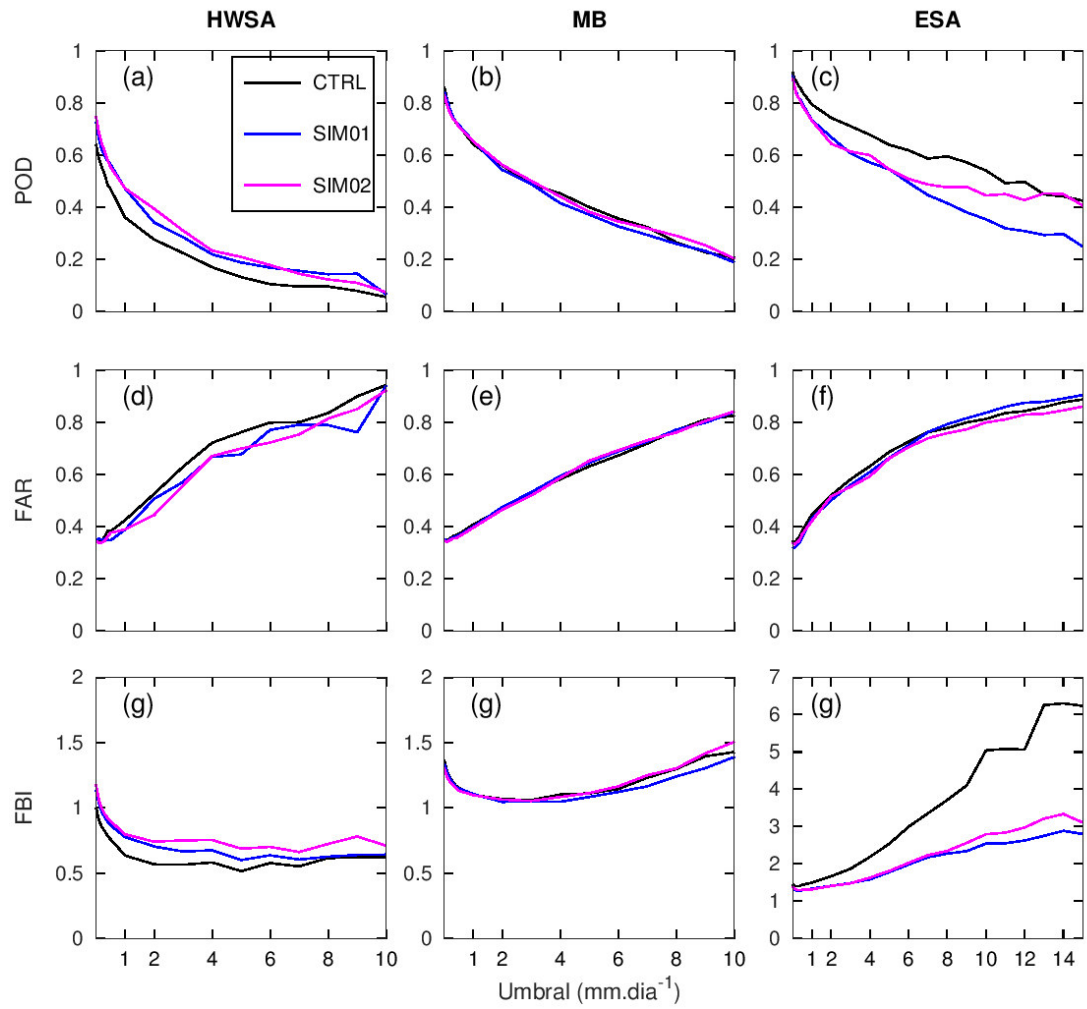


Figura 4.25. La primera columna muestra el promedios de los índices (a) POD, (d) FAR y (g) FBI para las estaciones ubicadas en la región HWSA. De manera similar, en la segunda y tercera columna se muestran los promedios para las regiones MB y ESA respectivamente.

suelen incrementarse con respecto a los valores encontrados en las otras dos regiones. En relación al FBI, se puede ver que todas las simulaciones muestran mayor número de eventos simulados que observados para los diferentes valores de umbral considerados. Sin embargo, el FBI en CTRL presenta valores más altos que en SIM01 y SIM02.

En la sección anterior se encontró que la precipitación es en promedio subestimada en HWSA, sobrestimada en MB y mucho más subestimada en ESA. Un comportamiento es seguido por el FBI en estas regiones, es decir el número de eventos con precipitación por encima del umbral son subestimados en HWSA, sobrestimados en MB y muy sobrestimados en ESA.

Ciclo diurno

El ciclo diurno de la precipitación y el acumulado de las estaciones automáticas se muestran en la Figura 4.26. De las tres estaciones que se encuentran en la región HWSA, es decir, Huaros, Carania y Acora, las dos primeras pueden representar muy bien las horas de máxima precipitación que se da entre el medio día y las 21 horas. Sin embargo, la precipitación durante estas horas es subestimada por todas las simulaciones. Ya que la principal contribución de la lluvia es subestimada, la precipitación total también es subestimada y está en concordancia a lo ya encontrado anteriormente con las estaciones convencionales. En Acora, la estación ubicada en el límite de AC y HWSA, la precipitación se concentra entre las 16 y 22 horas, mientras que las simulaciones la predicen entre las 13 y las 19 horas. En este punto, las simulaciones sobreestiman ligeramente la lluvia observada. La estación más cercana 23 de la Tabla 2.1 concuerda esta sobreestimación en Acora (Figura 4.23).

En Huayao, la estación ubicada en el valle central del Mantaro, las horas de precipitación máxima también coinciden con lo observado y como en Huaros y Carania estas son subestimadas. Durante las horas cercanas al amanecer las simulaciones sobreestiman la precipitación. Considerando el acumulado diario, se puede afirmar que la lluvia observada es subestimada por todas las simulaciones. En la otra estación de MB, ubicada al sur del *valle central del Mantaro* la precipitación observada y simuladas se concentran entre las 13 y 22 horas. A diferencia de los que ocurre en Huayao, aquí la lluvia es subestimada.

En Tarma, la estación ubicada en ESA cerca al borde de MB, se observa que la precipitación se puede representar moderadamente bien la ocurrencia de los máximos y mínimos. Aunque la lluvia está más regularmente distribuida en todo el día, esta presenta un primer mínimo en la madrugada alrededor de las 02 horas; y el otro cerca al mediodía,

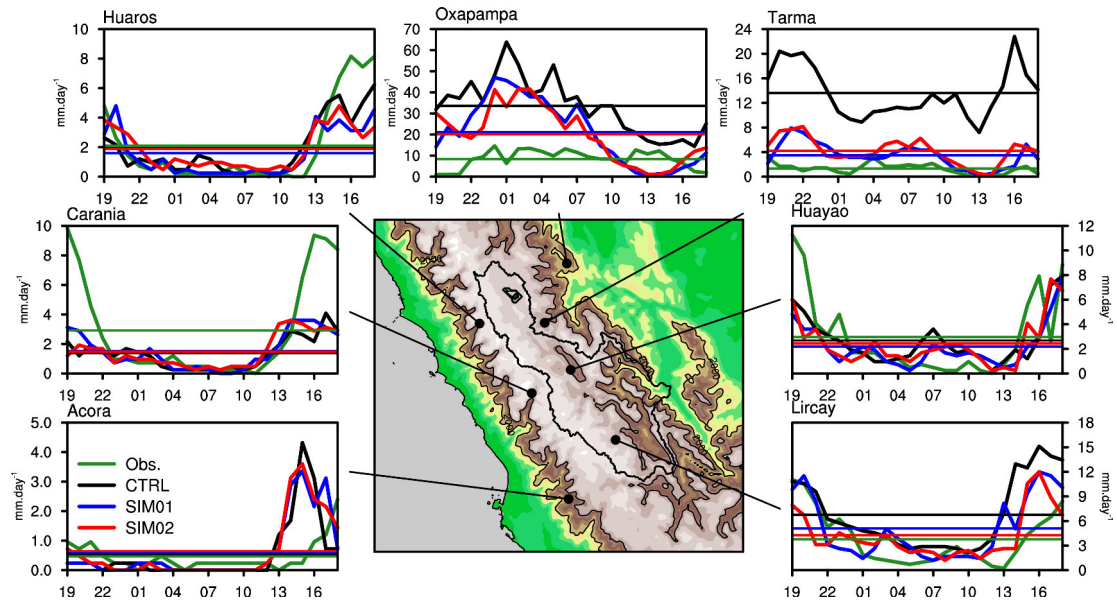


Figura 4.26. Ciclo diurno de la precipitación observada (verde), CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) de las siete estaciones automáticas listadas en la Tabla 2.2. Los valores están normalizados a $\text{mm}.\text{día}^{-1}$. Las líneas horizontales representan el acumulado del ciclo diurno. Las líneas de contorno representan los niveles a 2000 y 3500 msnm de hgt_SRTM. También se muestra los límites de la cuenca del Mantaro.

alrededor de las 13 horas. Por otro lado, la lluvia acumulada es sobrestimada por todas las simulaciones y en especial por CTRL que triplica los acumulados de SIM01 y SIM02. En Oxapampa, la lluvia durante la noche y la mañana es representada por todas las simulaciones, sin embargo, la precipitación alrededor del medio día solo es reproducida por CTRL. Al igual que en Tarma, CTRL sobrestima la precipitación en Oxapampa en mayor medida que SIM01 y SIM02.

Las diferencias más notorias en el comportamiento del ciclo diurno de las simulaciones se dan en Oxapampa y Tarma. Estos parecen estar asociados principalmente a los cambios fuertes de la topografía en estos lugares (según Tabla 2.2). En Oxapampa, esto produce una supresión de la precipitación en horas del día en SIM01 respecto a CTRL. Por otro lado, en Tarma la cantidad de lluvia total es reducida notablemente en SIM 01 respecto a CTRL.

Nubosidad según GOES-13

La Figura 4.27 muestra las temperaturas de brillo en el eje transversal al *valle central del Mantaro*. Se puede distinguir que las fluctuaciones más fuertes durante el transcurrir del día se dan en las montañas Andinas y zonas aledañas, entre -13.5 y -11.5 para este

transecto. También se puede ver la poca variación (entre 285 y 295 K) sobre el Océano Pacífico, lo cual indicaría condiciones de poca nubosidad. Entre las 09 y 12 horas, se puede observar dos máximos sobresalientes: el primero en la pendiente oeste de los Andes (por debajo de 2000 msnm) y el otro centrado en el valle central del Mantaro. Esto suele estar asociado a las zonas de poca nubosidad y que al estar calientes fuerzan el ascenso de aire hacia las zonas altas permitiendo la formación de nubes y temperaturas de brillo mucho menores que en las zonas bajas. De esta manera, también se puede determinar que las temperaturas de brillo mucho más bajas se dan entre las 15 y 18 horas en las zonas más altas, es decir en la cordillera oeste de la cuenca del Mantaro. Esto es un indicador de que la mayor probabilidad de lluvia sobre la cadena de montaña Andina que delimita a la cuenca del Mantaro por el oeste se da pasado el medio día hasta empezada la noche (antes de las 21 horas).

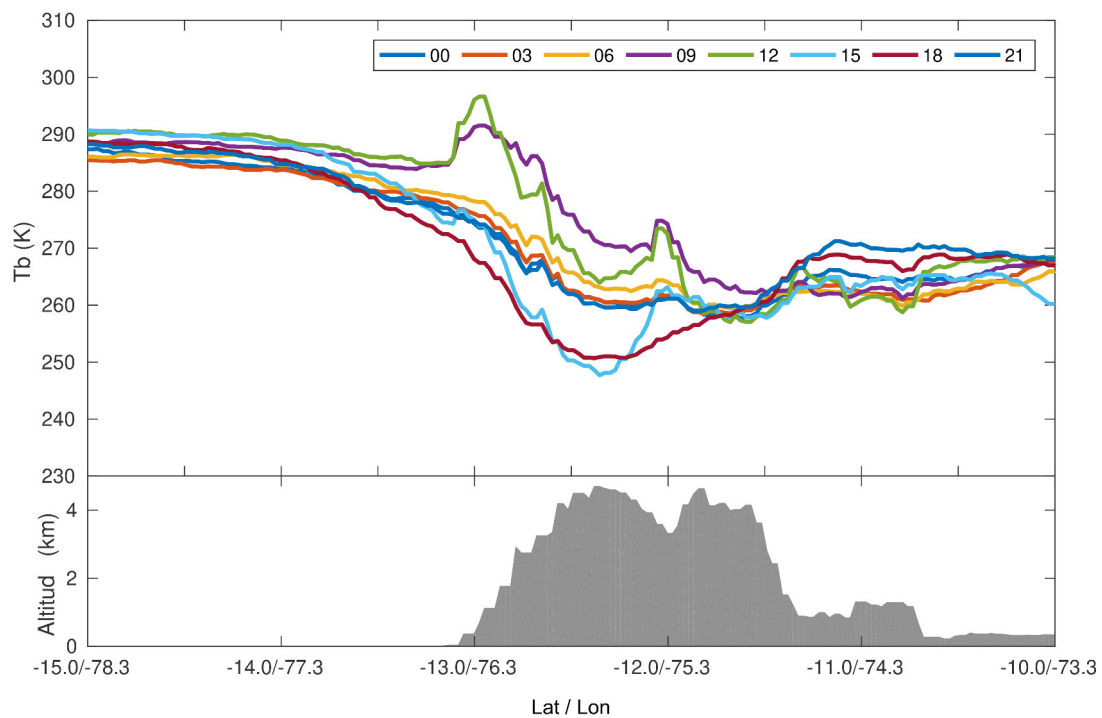


Figura 4.27. Temperatura de brillo del GOES-13 a diferentes horas en el transecto perpendicular a la orientación del *valle central del Mantaro*. El lado izquierdo (derecho) corresponde al Océano Pacífico (Amazonía).

Basados en esta lógica, las horas de mayor precipitación podrían darse alrededor de las 18 horas, ya que es durante estas horas donde la temperatura de brillo muestra su mínimo valor (255 K o -18 °C) y tiene un contraste marcado respecto de valores de

temperatura de brillo en el resto de horas. En la parte de la pendiente este de los Andes, esta analogía no lleva a nada claro, ya que al parecer todas las horas pueden presentar nubosidad debido a que su temperatura de brillo está por debajo de 273 K. Las temperaturas de brillo en el transecto a lo largo del eje que define al valle central del Mantaro (Figura 4.28) pueden corroborar lo anteriormente dicho. Aquí se muestra que las temperaturas de brillo más bajas se dan también a las 18 horas con valores debajo de 258 K (-15°C).

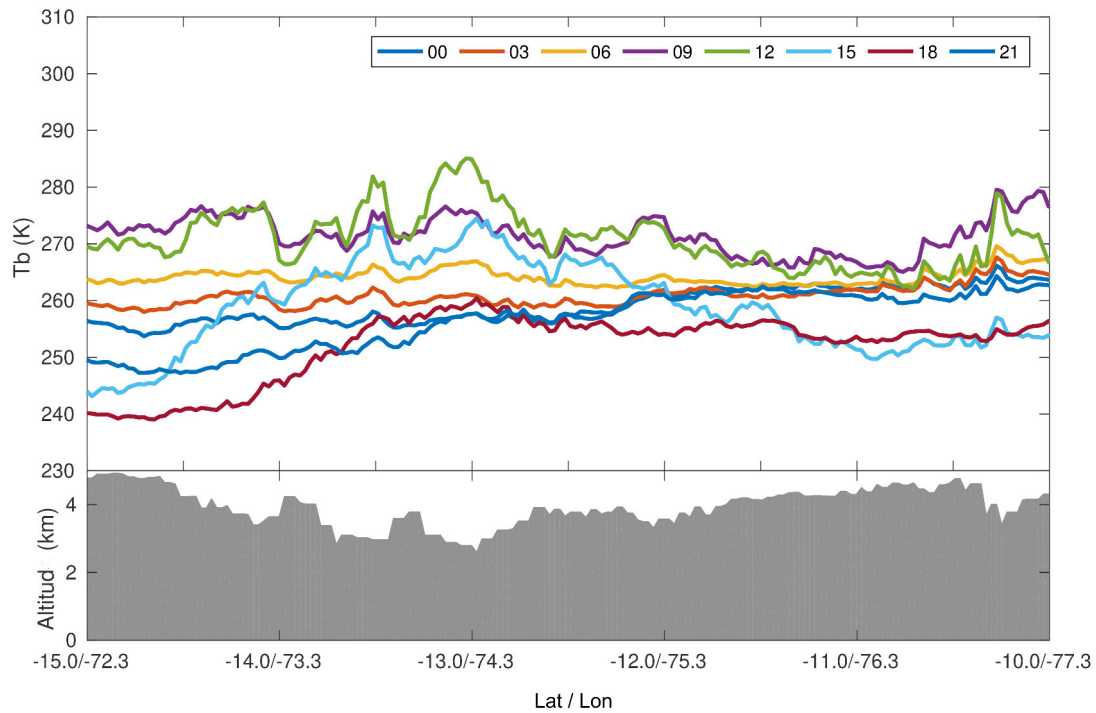


Figura 4.28. Temperatura de brillo del GOES-13, a diferentes horas, en el transecto paralelo a la orientación del *valle central del Mantaro*. El lado izquierdo (derecho) corresponde al sur (norte) de la cuenca del Mantaro.

Dirección del viento y precipitación intensa

En la Figura 4.29, se muestra la precipitación diaria entre el 21 de febrero y 14 de marzo de 2019 llevado a cabo dentro del *valle central del Mantaro*. Por otro lado, la Figura 4.30 muestra el perfil vertical de la dirección para las 19 horas de todos los días entre el 21 de febrero y 24 de marzo de 2019. Aunque las fechas no coinciden con el mes donde se realizan las simulaciones, estas aún pertenecen a la temporada húmeda, por lo tanto es factible hacer algunas comparaciones.

Se puede ver que la dirección del viento cerca a la superficie es cambiante entre evento y evento. A grandes rasgos, los eventos se agrupan alrededor del NE, SE y W; es decir vientos que vienen de estas direcciones. También se puede identificar los perfiles de los vientos durante los eventos de precipitación más intensa, 25 de febrero, 7 y 10 de marzo. Estos indican que la dirección predominante es del oeste o de direcciones cercanas. Para estos tres casos, esta dirección predominante se mantiene como mínimo hasta los 4000 m de altitud.

Las simulaciones han mostrado en el *valle central del Mantaro* que incremento de los vientos del oeste en SIM02 respecto de SIM01 (Figura 4.21.c) están asociados al incremento de la precipitación (Figura 4.7). Esto está en concordancia a los datos observados que se han presentado y da a los resultados del modelo en el valle una mayor fiabilidad acerca de los procesos que inducen precipitaciones intensas en esta zona.

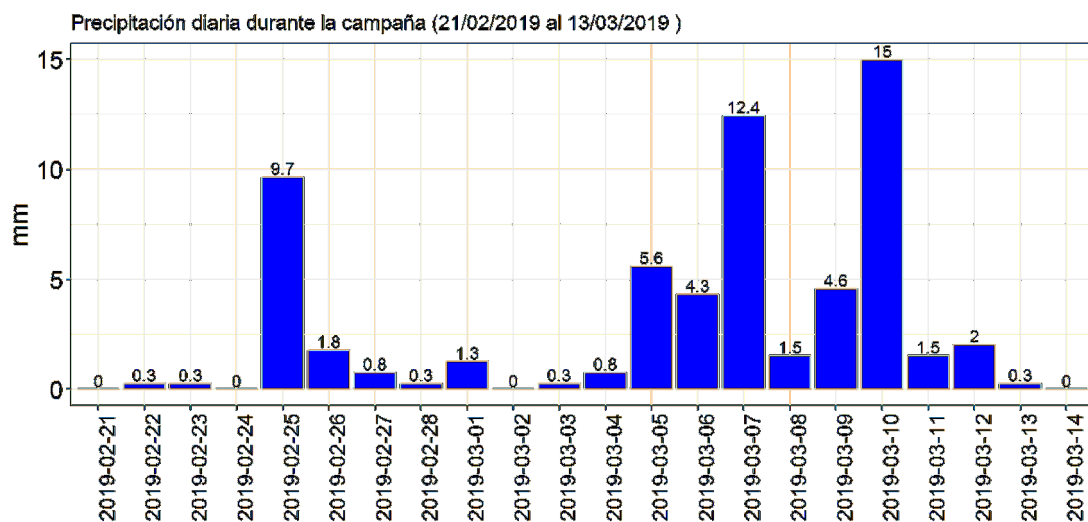


Figura 4.29. Precipitación diaria durante la campaña observacional entre el 21 y 14 de marzo de 2019.

4.4.2. Temperatura superficial del aire

Temperatura mínima

La Figura 4.31 muestra los bias de la temperatura mínima según las simulaciones CTRL, SIM01 y SIM02. Adicionalmente, en la Tabla 4.2 se resumen estos bias considerando el promedio de los mismos en cada una de las regiones. Esta tabla también muestra los valores de RMSE y los coeficientes de correlación promedios para todas las subregiones

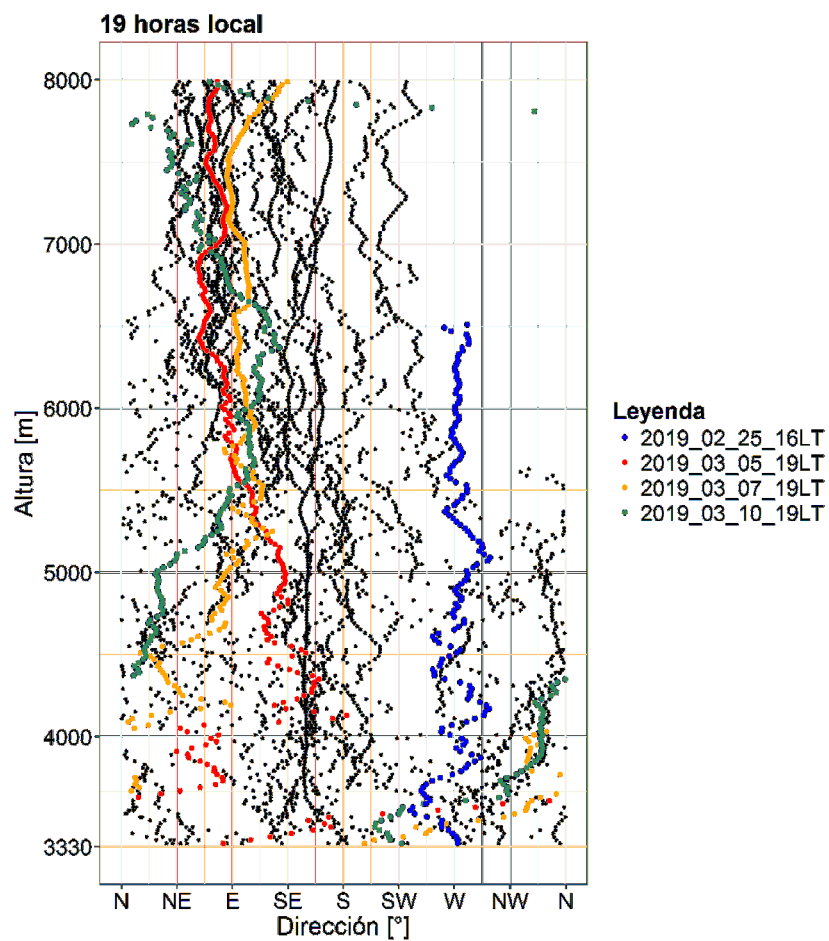


Figura 4.30. Perfil vertical de la dirección del viento para los eventos más intensos de precipitación de la Figura 4.29

y simulaciones. De esta manera, a lo largo de la costa (región AC), la temperatura mínima es sobrestimada en la mayoría de las estaciones y en todas las simulaciones. Estas sobrestimaciones se encuentran por lo general, por debajo de 1.0 °C y según la Tabla 4.2, es mejor estimada por CTRL.

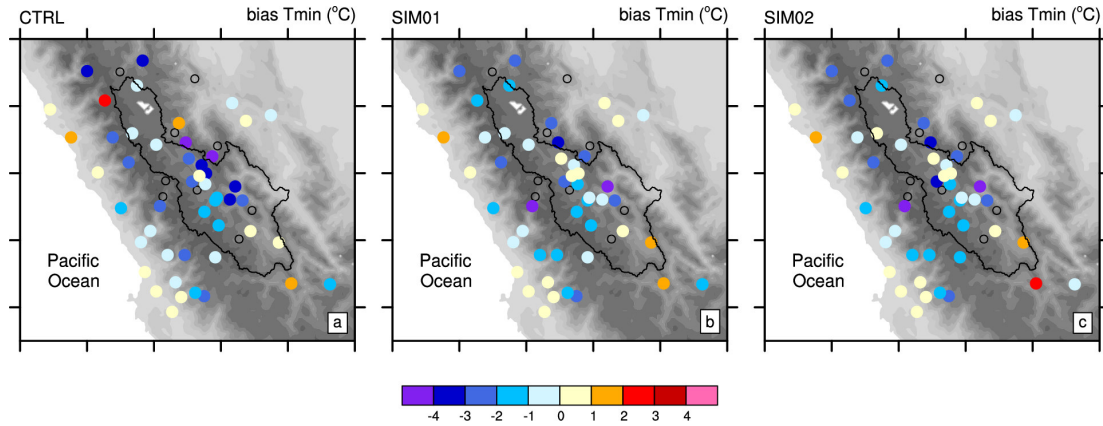


Figura 4.31. Bias de la temperatura mínima considerando las simulaciones (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los círculos negros indican las estaciones que no tienen datos observados según la Tabla 2.1. La topografía (en sombras) corresponde a hgt_SRTM.

En las otras tres regiones (HWSA, MB y ESA) la temperatura mínima es, en promedio, subestimada por todas las simulaciones. En la región HWSA, las temperaturas mínimas simuladas con SIM01 y SIM02, es decir, aquellas que utilizan hgt_SRTM, subestiman en mayor medida a las simuladas con CTRL. Por el contrario, en MB y ESA, las simulaciones con mejor performance o con menor subestimación son aquellas temperaturas mínimas simuladas con SIM01 y SIM02. Estos sesgos responden principalmente a la diferencia de altitud real y de los productos hgt_USGS y hgt_SRTM (Tabla 2.4). Es decir, los sesgos de temperatura mínima son mayores mientras la altitud estimada por hgt_USGS u hgt_SRTM se encuentre más alejada del valor real.

Los valores de RMSE estimadas por las simulaciones son similares en cada una de las subregiones, excepto en ESA donde SIM01 y SIM02 muestran un valor promedio más bajo que en CTRL (Tabla 4.2).

En la Figura 4.32, se observa que los coeficientes de correlación muestran los valores más altos (por encima de 0.4) en HWSA y sobre algunas estaciones que pertenecen a MB pero ubicadas cerca de su borde oeste. Esto se ve traducido en la Tabla 4.2 donde la región HWSA muestra los valores promedios más altos, por encima de 0.5.

Tabla 4.2. Bias, RMSE y coeficiente de correlación promedio de la temperatura mínima observada y simulada por CTRL, SIM01 y SIM02. Los promedios se calculan sobre las diferentes regiones: AC, HWSA, MB y ESA.

	BIAS (°C)				RMSE (°C)				Coef. corr.			
	AC	HWSA	MB	ESA	AC	HWSA	MB	ESA	AC	HWSA	MB	ESA
CTRL	0.0	-1.7	-1.5	-2.3	1.6	2.5	2.6	3.5	0.17	0.54	0.19	0.14
SIM01	0.2	-2.0	-0.9	-1.8	1.6	2.5	2.3	2.6	0.19	0.50	0.19	0.15
SIM02	0.3	-2.1	-0.9	-1.8	1.6	2.5	2.4	2.6	0.16	0.50	0.20	0.12

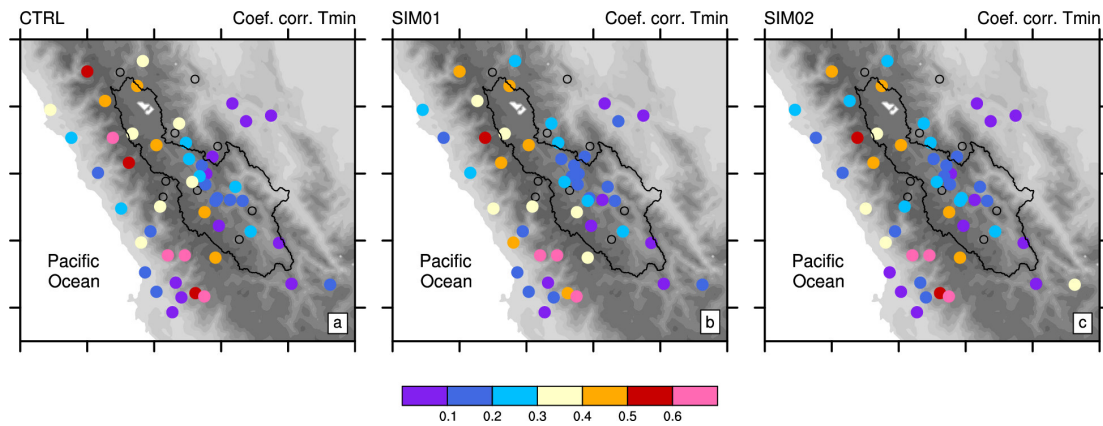


Figura 4.32. Coeficiente de correlación entre los datos diarios de la temperatura mínima observada y los provenientes de (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02.

Temperatura máxima

Todas las simulaciones subestiman en mayor medida la temperatura máxima en comparación a la temperatura mínima, esto se puede notar en la Figura 4.31 en la que casi todos los valores de los bias son negativos. Asimismo, esto se ve reflejado en los promedios de los bias en cada región (Tabla 4.3). A pesar de esto, y al igual que con la temperatura mínima, la máxima simulada por SIM01 y SIM02 presentan valores promedio de bias similares en todas las regiones. Asimismo, el sesgo con SIM01 y SIM02 es menor que con CTRL en todas las regiones a excepción de HWSA. Esto último se da debido a que SIM01 y SIM02 sobreestiman mucho más las altitudes reales que CTRL.

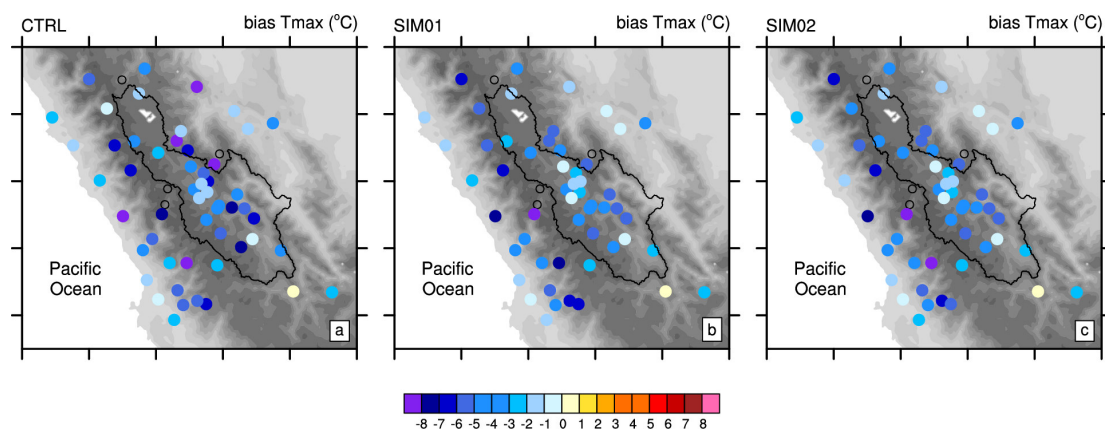


Figura 4.33. Como en la Figura 4.31, pero para la temperatura máxima.

Tabla 4.3. Como la Tabla 4.2, pero para la temperatura máxima.

	BIAS (°C)				RMSE (°C)				Coef. corr.			
	AC	HWSA	MB	ESA	AC	HWSA	MB	ESA	AC	HWSA	MB	ESA
CTRL	-3.6	-5.3	-3.7	-6.0	4.1	5.7	4.4	6.6	0.14	0.50	0.33	0.32
SIM01	-3.4	-6.1	-2.9	-3.5	3.9	6.4	3.7	4.3	0.13	0.52	0.36	0.25
SIM02	-3.4	-6.0	-2.9	-3.4	3.8	6.2	3.7	4.2	0.13	0.52	0.35	0.25

Los valores de correlación más altos suelen encontrarse en la región HWSA donde predominan los valores por encima de 0.5. En MB, los valores más notables del coeficiente de correlación se localizan en las cercanías del *valle central del Mantaro* con valores entre 0.4 y 0.6. Por otro lado, en las regiones AC y ESA, los valores de correlación se encuentran por debajo de 0.3.

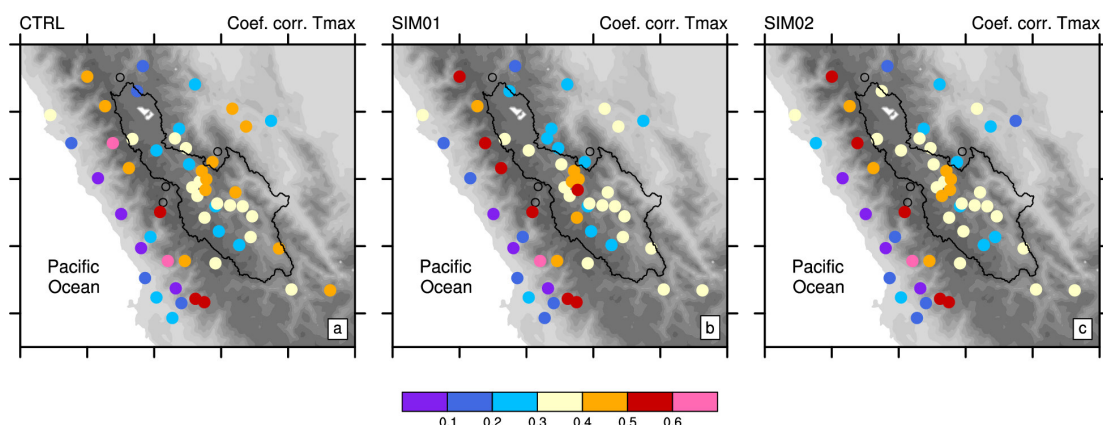


Figura 4.34. Como en la Figura 4.32, pero para la temperatura mínima.

Ciclo diurno

Como ya se ha visto, las temperaturas máximas y mínimas diarias son por lo general subestimadas, ya que las simulaciones CTRL, SIM01 y SIM02 sobrestiman la altitud real de la mayoría de las estaciones. En la Figura 4.35 se muestra el ciclo diurno de la temperatura superficial del aire de las siete estaciones automáticas mencionadas en la Tabla 2.1. Al igual que en los datos diarios, estas también indican subestimación en casi todas estas estaciones. También se encuentra que la subestimación es reducida en SIM01 con respecto a CTRL, debido a que la topografía hgt_SRTM tiene menor sesgo que hgt_USGS (ver Tabla 2.4). Esto es evidente en Oxapampa, Tarma, y Lircay donde las altitudes con hgt_SRTM reducen en al menos 500 m las altitudes representadas con hgt_USGS. SIM01 simula mejor el ciclo diurno de la temperatura superficial del aire en Oxapampa en Huayao debido a la buena representación de la altitud. En el caso de Huayao, CTRL también presenta un bias bajo de la altitud y presenta valores similares a SIM01.

En las estaciones ubicadas en ESA, se puede notar un aumento del rango diurno de temperatura en SIM01 respecto de CTRL. Esto se debe al mayor incremento de la temperatura máxima en comparación con la mínima. Esto puede estar asociado a la menor nubosidad que se presenta en SIM01 y que es consistente con la menor precipitación que presenta SIM01 respecto de CTRL (Figura 4.26).

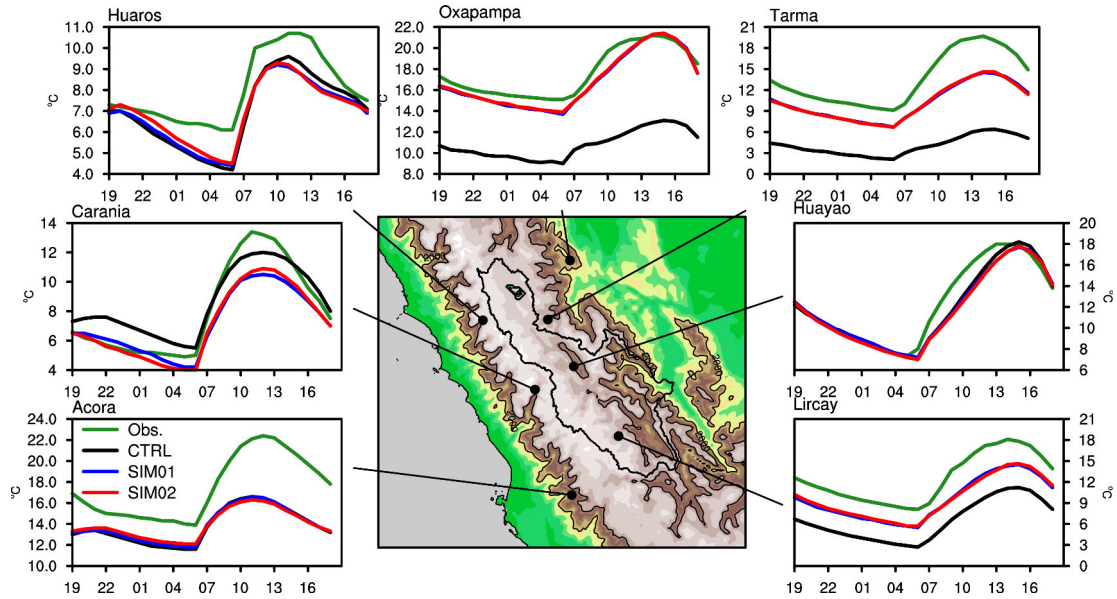


Figura 4.35. Ciclo diario de la temperatura superficial del aire observada (verde), CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) de las siete estaciones automáticas listadas en la Tabla 2.2. Las líneas de contorno representan los niveles a 2000 y 3500 msnm, también se muestra los límites de la cuenca del Mantaro.

4.5. Campaña experimental

En la Figura 4.36 se muestran los datos correspondiente a la campaña experimental llevada a cabo entre el 15 y 18 de julio de 2010. Se puede observar que las temperaturas mínimas correspondientes a las tres noches son de intensidades bien diferenciadas: muy extrema en la Noche 1 (entre el 15 y 16 de julio), cálida en la Noche 2 (entre el 16 y 17 de julio) e intermedia en la Noche 3 (entre el 17 y 18 de julio). Las temperaturas correspondientes a estas noches son -1.9, 5.6 y 0.3 °C.

La Noche 1, corresponde también a un evento de helada ($<0^{\circ}\text{C}$) y se caracteriza por tener la radiación infrarroja más baja que las otras dos noches. Estos valores bajos de radiación también concuerdan con valores bajos de la cobertura nubosa a las 19 horas (Altostratus con 1 octa) y con nubes altas a las 07 horas (7 octas). Por otro lado, la temperatura mínima durante la segunda noche está asociada con los valores más altos de la radiación infrarroja descendente; asimismo, estos están asociados a valores altos de cobertura nubosa del tipo stratocúmulos con cielo totalmente cubierto. Finalmente, la tercera noche muestra valores intermedios de radiación infrarroja con respecto las otras dos noches coincidiendo también este comportamiento con la temperatura mínima.

Estos resultados muestran una relación entre la nubosidad y la temperatura

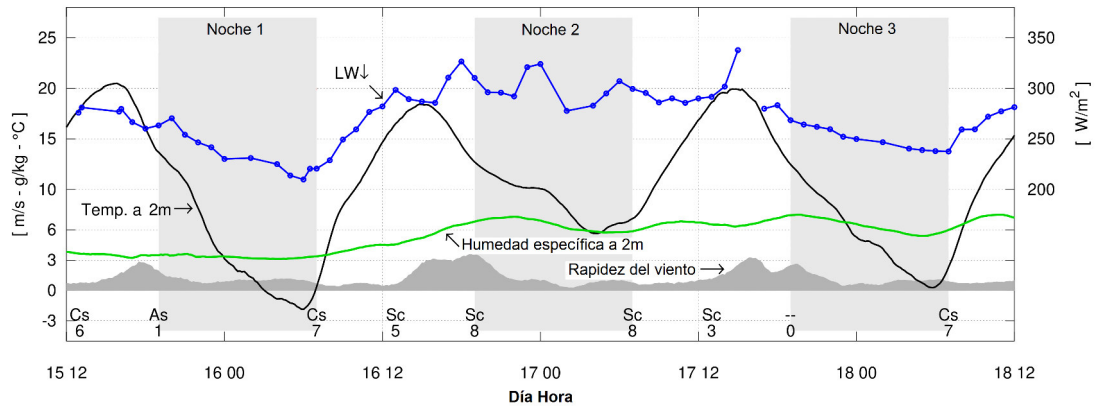


Figura 4.36. Experimento realizado en el observatorio de Huayao del 15 al 18 de julio de 2010. La temperatura del aire a 2m es representada por la línea negra, la radiación infrarroja por la línea azul, y la humedad específica por la línea verde. La velocidad del viento corresponde a las sombras en color gris oscuro. Las nubes a las 07, 13 y 19 horas es representada por su abreviatura y su cobertura en octas.

mínima. Basicamente, muestra que ausencia de nubosidad permite menor aporte de energía de radiación infrarroja descendente en la superficie, así como mayor liberación de energía desde la superficie. Esto permite menor disposición de energía para elevar la temperatura, y por el contrario esta tiende a un descenso durante la noche. Este efecto es representado por la Noche 1. Por el contrario, la presencia de nubes durante la noche crea un efecto denominado invernadero por el cual la radiación liberada por el suelo es absorbida por la nubosidad y esta a su vez es devuelta hacia la superficie impidiendo el enfriamiento. Esto último es mostrado por el experimento durante la Noche 2 (Saavedra & Takahashi, 2017).

La dependencia entre la temperatura y nubosidad se puede ver en la Figura 4.37.a. Los valores de temperatura tienden a ser mayores para eventos de nubosidad mayores. Para los casos sin precipitación durante los días previos, la distribución no presenta diferencia notorias (Figura 4.37.b).

Aunque la campaña experimental no se desarrolló en los meses que corresponden al periodo de estudio de esta investigación, se pueden encontrar similares resultados de la relación entre la temperatura mínima y la cobertura nubosa, para el periodo de mayo-junio-julio (Figura 4.38). Aquí, al igual que durante los meses de mayo-junio-julio se puede observar el incremento de la temperatura acompañado por el aumento de la cobertura nubosa.

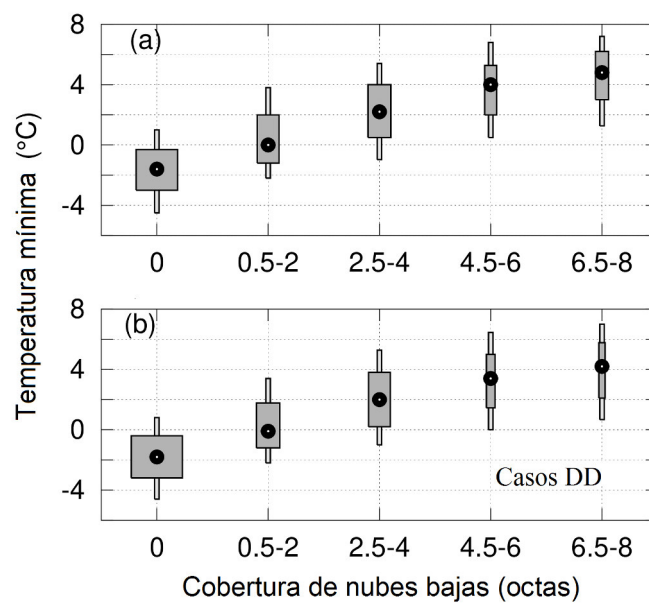


Figura 4.37. (a) Distribución de la temperatura mínima bajo condiciones diferentes de nubosidad baja. (b) Considerando solo los casos de (a) que no muestran precipitación en los dos días previos DD. Los datos corresponden a la estación de Huayao para el periodo mayo-junio-julio. Los límites inferior y superior indican los percentiles 25 y 50, mientras que los límites de los brazos indican los percentiles 10 y 90. El Punto negro indica la mediana.

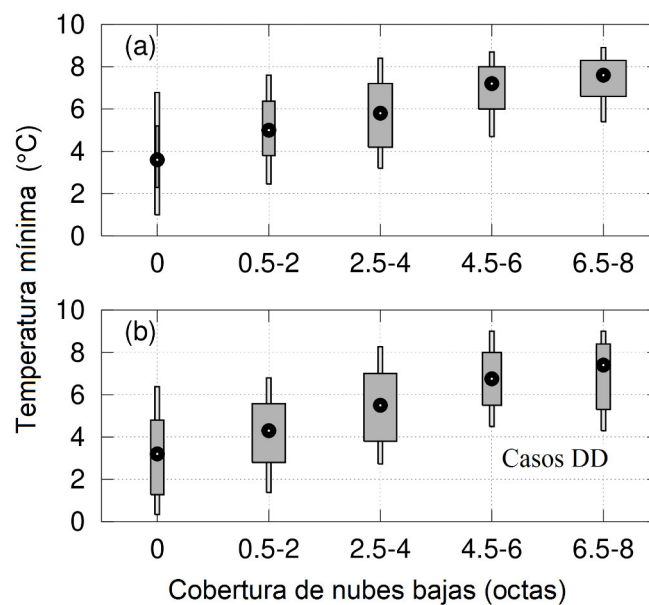


Figura 4.38. Como en la Figura 4.37, pero para el periodo diciembre-enero-febrero.

Resumen de la sección

- La lluvia en HWSA es subestimada por todas las simulaciones, sin embargo es menos subestimada por SIM01 y SIM02. En MB y en ESA la precipitación es sobrestimada en todas las simulaciones, pero mejor representada por SIM01 y SIM02.
- En HWSA y MB, los sesgos promedios son inferiores al 50% de la lluvia observada, mientras que en ESA supera el 200% en el caso de CTRL e inferior a este valor en SIM01 y SIM02.
- Los bias de precipitación pueden ser explicados por la subestimación del número de eventos de con lluvia en HWSA, y sobrestimación en MB y mucho mayor sobrestimación en ESA.
- La temperatura mínima y máxima son subestimadas por todas las simulaciones, sin embargo la subestimación es menor en SIM01 y en SIM02.
- La variabilidad diaria de la temperatura mínima es mejor representada en HWSA ($r > 0.4$). Esto aplica para todas las simulaciones. La variabilidad de la temperatura mínima en el valle central del Mantaro principalmente dominada por la nubosidad no es adecuadamente representada.
- La variabilidad diaria de la temperatura máxima es mejor representada en HWSA y dentro del *valle central del Mantaro* ($r > 0.4$). En general, para MB $r > 0.3$.
- Las imágenes GOES-13 utilizadas muestran alta probabilidad de eventos de precipitación cerca de las 12 horas en las zonas altas del borde oeste de la cuenca del Mantaro, mientras que en el valle central esta alta probabilidad se da alrededor de las 18 horas. Esto en conjunto con la predominancia de los vientos del oeste en niveles bajos durante eventos intensos de lluvia en el valle central, pueden indicar un desplazamiento de las zonas de precipitación desde la montaña hacia el valle.

Capítulo 5

Discusión de resultados

Dividiremos este capítulo en dos secciones, la primera referida a la precipitación y la otra a la temperatura superficial del aire. En ambas se discutirá los cambios que implican los cambios de topografía y land-use sobre la precipitación y la temperatura, respectivamente. Como ya se ha venido desarrollando, se tomará como referencia las cuatro zonas de estudio (AC, HWSA, MB y ESA) y así como como las subregiones A, B y C.

5.1. Precipitación

Para el caso de la precipitación, se dividirá la discusión según cada subregión: HWSA, MB y ESA. También se usarán los cambios de la razón de mezcla de lluvia (qrain) y de los flujos de humedad zonal y meridional en los niveles verticales en las subregiones A, B y C (Figura 5.1).

5.1.1. HWSA

Se ha confirmado con datos de estaciones automáticas que la precipitación en esta parte de los Andes se presenta principalmente durante horas de la tarde, entre las 12 y 21 horas (Figura 4.26). También, todas las simulaciones (CTRL, SIM01 y SIM02) reproducen bien este comportamiento (Figuras 4.3 y 4.4). Esto está en concordancia por lo mostrado por [Giovannettone & Barros \(2009\)](#) con imágenes infrarrojas GOES y de TRMM donde muestran para horas de la tarde, valores muy bajos de temperatura de brillo, y un alto número de eventos convectivos y que son determinados por la reflectividad de las nubes. Esto también es confirmado con el análisis de imágenes GOES-13 para el mes de enero

entre los años 2011-2017, donde muestra que la mayor persistencia de nubosidad se da pasada el medio día y antes de las 21 horas (Figura 4.27). Esta nubosidad también se puede encontrar en la parte alta de la cadena de montañas que comprende el borde oeste de la cuenca del Mantaro, así como la parte alta de la pendiente que conecta con el *valle central del Mantaro*.

En esta región se ha visto que todas las simulaciones subestiman la cantidad de precipitación (Figura 4.23). Esto puede deberse a la subestimación del número de eventos con precipitación observada como lo muestra el FBI para todas las simulaciones (Figura 4.25.g). Sin embargo, CTRL tiene mayor subestimación debido en parte a que reproduce un número menor de eventos de precipitación observados. En SIM01, esta situación es mejorada, ya que ambos, la cantidad de eventos y cantidad de precipitación simulada son mayores que en CTRL. Asociado a estos incrementos (número de eventos y de cantidad de precipitación), también se observa un incremento de los flujos de humedad que vienen del este por encima de los 5000 m (Figura 5.1.d) y un ligero incremento de la radiación infrarroja durante el noche y día (Figura 4.14.b y 4.15.b). Es decir, mayor incursión de humedad del este originaría mayor potencial para la ocurrencia de más eventos de precipitación y por lo tanto de la cantidad de esta. En la Figura 5.1.a podemos ver que *grain* disminuye en SIM01 con respecto de CTRL. Esto estaría en contraposición con el incremento de lluvia, sin embargo, esto podría deberse a la predominancia de la parte norte (al norte de los 12 °S) de la subregión A donde la precipitación en SIM01 tiende a no cambiar o ser menor que en CTRL.

Por otro lado, cuando se considera la simulación con lu_ENEW los sesgos suelen ser menores que en SIM01 y CTRL (Tabla 4.1), con los valores más bajos en la parte sur (Figura 4.23.c), es decir presenta mayor lluvia que en las dos primeras simulaciones (Figura 4.4.a). Esto también es evidente al presentar mayor radiación infrarroja incidente en la superficie (Figura 4.14.c), ya que este es un indicador de nubosidad y este de mayor probabilidad de precipitación. Asimismo, esto es apoyado por el incremento de *grain* en SIM02 con respecto al simulado por SIM01 (Figura 5.1.a). Estos efectos están asociados a la cobertura de tipo *bosque (categoría 11)* y *pastizal (categoría 7)* que presenta SIM02 (lu_ENEW) a diferencia de SIM01 que considera principalmente una cobertura de tipo *tundra arbolada (categoría 21)*. Esto produce una mayor cantidad de humedad específica en SIM02 (principalmente alrededor de los 3500 m) debido a al incremento de LAI (Figura 4.12.c) y disminución del albedo (Figura 4.13.c). Todos estos procesos impactan en SIM02, incrementando en *grain* debido al incremento del número de eventos superiores a 2 mm.día⁻¹.

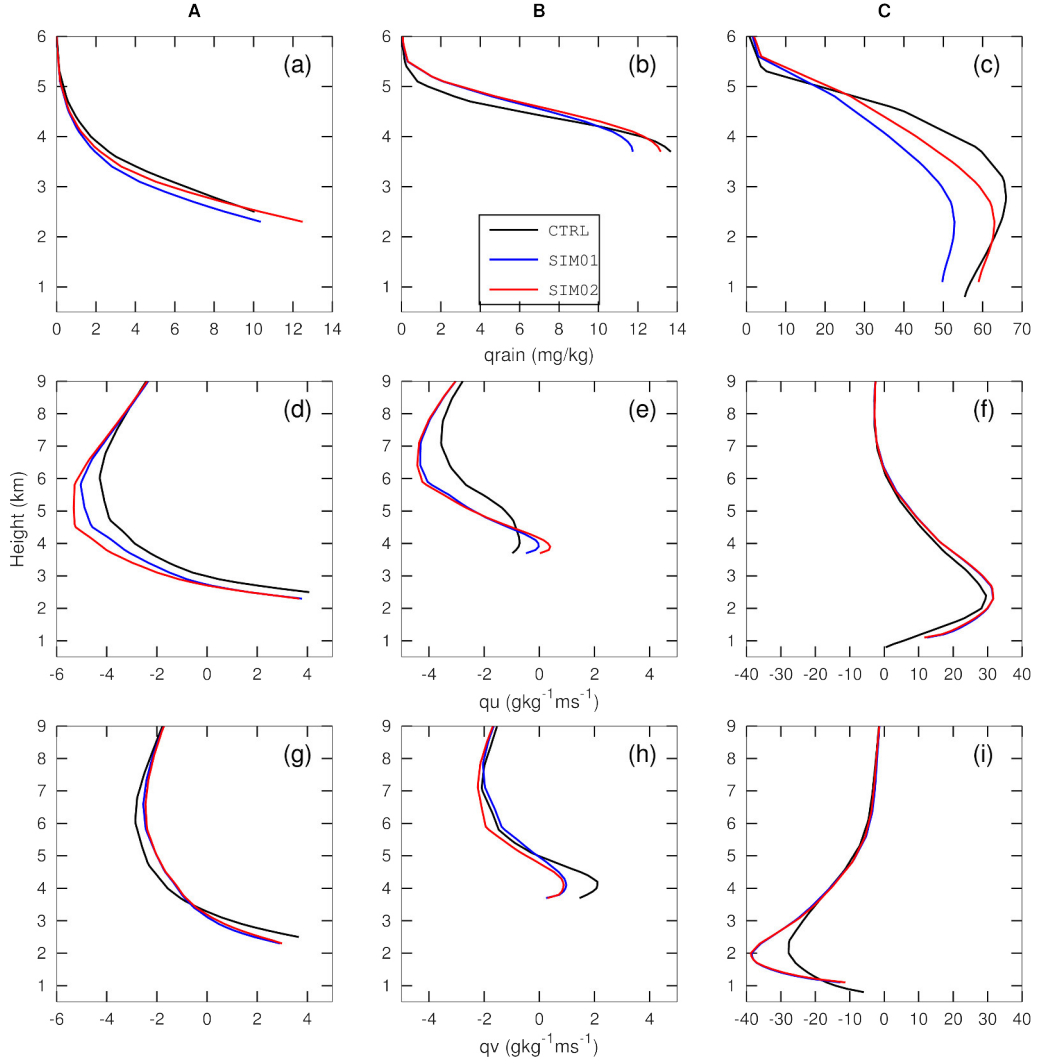


Figura 5.1. Promedios de la (a) razón de mezcla de lluvia líquida $grain$, (b) flujo de humedad zonal qu y (c) flujo de humedad meridional qv en los niveles verticales simulados por CTRL (negro), SIM01 (azul) y SIM02 (rojo) para la subregión A. Las respectivas variables son mostradas en (b), (e) y (h) para la subregión B; y de la misma manera en (c), (f) e (i) para la subregión C.

5.1.2. MB

Aquí las todas las simulaciones tienden a sobrestimar el valor promedio observado sobre todo la región MB, este bias promedio es mayor cuando se considera la simulación CTRL y se reduce al considerar SIM01 (Tabla 4.1). Esta reducción se debe en gran parte debido a que los bias sobre el *valle central del Mantaro* pasan de ser positivos (sobrestimación) en CTRL a ser negativos (subestimación) en SIM01, mientras que en el resto de las estaciones la tendencia a sobrestimar se mantiene casi invariante (Figura 4.23.a,b). Estos cambios en el valle central son debido a que la convergencia de los flujos de humedad se da sobre una superficie más alta en CTRL (Figura 4.21), lo que proporciona mayor facilidad para generar lluvia al estar a más bajas temperaturas que en el caso de SIM01. Esta reducción de la lluvia simulada en el valle puede estar asociada a la disminución de *grain* en los niveles bajos de la subregión A (entre 3500 y 4200 msnm, Figura 5.1.b), así como a un incremento (reducción) de los flujos de humedad del oeste (sur) en bajos niveles (Figura 5.1.e y 4.21.b). Asimismo, la sobrestimación promedio de la lluvia está relacionada con la sobrestimación del número de eventos con precipitación superior a 0.1 mm.día⁻¹ (Figura 4.25.h). Por otro lado, un efecto importante del cambiar la topografía de hgt_USGS a hgt_SRTM es la de favorecer el flujo de humedad, por encima de los 5000 msnm, desde la región ESA hacia el oeste.

SIM02 también presenta sobrestimación superando ligeramente a SIM01, si se considera el valor promedio en MB (Tabla 4.1). Esto sucede principalmente por el incremento de los bias dentro y alrededor del *valle central del Mantaro* (Figura 4.23.c). Esto también se puede deducir a partir de la comparación de promedios diarios de precipitación de SIM01 y SIM02 donde se ve claramente que SIM02 es predominantemente mayor que SIM01 sobre el valle mencionado (Figura 4.21 y 4.1.g). Esta afirmación es apoyada por los mayores valores de *grain* por debajo de los 4500 m en la simulación SIM02 en comparación con SIM01. Y asociado a esto, se observan un incremento de los flujos de humedad del oeste también por debajo de los 4500 m (Figura 5.1.b) y además convergencia de los flujos superficiales que favorecerían la ocurrencia de precipitación en el valle. En MB, el FBI no cambia respecto de SIM01, lo que hace suponer que la mayor sobrestimación de SIM02 respecto de SIM01 es debido a que los eventos producen mayor cantidad de precipitación.

Respecto a las horas de precipitación, las estaciones muestran los máximos alrededor de las 18 horas (Figura 4.26). Esto es apoyado por los datos de GOES-13, ya que también presentan las temperaturas de brillo más bajas (mayor probabilidad de

nubes con desarrollo vertical) durante estas horas (Figura 4.27). Este comportamiento es representado por las simulaciones (Figura 4.3.a-c).

5.1.3. ESA

De las tres regiones donde se calculan los bias de precipitación, esta es la única donde las tres simulaciones sobrestiman la precipitación en cada una de las estaciones de ESA (Figura 4.23.c). Aun así, el contraste de los valores promedios de lluvia (mayor en zonas bajas y menor en zonas altas) también es representado por las simulaciones (Figura 4.1.a-c). Este contraste también es reportado por otros estudios; por ejemplo, [Lavado et al. \(2013\)](#) muestra, para estaciones ubicadas sobre la pendiente este de los andes, que los acumulados de precipitación anual son mayores en las zonas bajas de esta zona. Por otro lado, [Chavez & Takahashi \(2017\)](#) muestra que en la zona de transición Andes-Amazonía, la precipitación (estimada por TRMM) durante el verano austral es máxima alrededor de los 1000 msnm y los valores decaen más rápidamente en dirección de las altitudes más altas. Asimismo, [Chavez & Takahashi \(2017\)](#) muestran que la lluvia en esta zona está más uniformemente distribuida en el día, con mayor contribución durante la madrugada y la mañana (Figura 4.3). Esto es consistente con lo representado por el par de estaciones que se tiene en ESA, así como por todas las simulaciones (Figura 4.26). Simulaciones realizadas por [Junquas et al. \(2018\)](#) también confirman el comportamiento de modelo en la mayor generación de lluvia durante la noche. En este sentido, las imágenes GOES-13 no muestran un contraste claro para identificar las horas con mayor probabilidad de desarrollo vertical de las nubes.

La consideración de una topografía más realista en SIM01 promueve la reducción de los bias de precipitación con respecto CTRL. Esta corrección consiste en una reducción promedio de 100% del valor observado, es decir valores de bias por encima de 200% en CTRL y valores de bias por debajo de este porcentaje en SIM01 (Tabla 4.1, Figura 4.23.c). Un factor asociado a esta reducción del bias en SIM01 respecto de CTRL, es el incremento de la convergencia (divergencia negativa) de los flujos de humedad integrados por variación de la topografía. Esto es visible en la parte noroeste y sureste de ESA donde el incremento de la divergencia en estas zonas (Figura 4.19.b) parecen estar ligadas al incremento de generación de nubosidad y precipitación. Por ejemplo, un efecto del cambio de la topografía se puede observar en la zona noroeste, donde el bloqueo es más efectivo en SIM01 (hgt_SRTM), lo que genera mayor convergencia en esta zona y esto el incremento de la lluvia (Figura 4.8). La subregión C también se ve afectada, ya que la divergencia de los flujos de humedad integrados se incrementa en SIM01 y genera menor

grain que en CTRL (Figura 5.1.c). Por el contrario, el cambio de land-use (de SIM01 a SIM02) promueve la convergencia en C, lo que hace aumentar el *grain* así como la lluvia en superficie.

5.2. Temperatura superficial del aire

En general, todas las simulaciones tienden a sobrestimar la temperatura superficial del aire. Esto sucede principalmente por la sobrestimación de las altitudes reales en la mayoría de las estaciones meteorológicas (Tabla 2.4), y aplica tanto para las temperaturas durante el día y la noche (Figuras 4.31 y 4.33). Otro aspecto que comparten todas las simulaciones es que suelen subestimar en mayor medida las temperaturas máximas. Sin embargo, hgt_SRTM muestra las mejores aproximaciones a las altitudes reales y repercute en las simulaciones SIM01 y SIM02 de manera que presentan un menor bias al estimar las temperaturas mínimas y máximas. Otros trabajos como el de [De Meij & Vinuesa \(2014\)](#) y [Jiménez-Esteve et al. \(2018\)](#) también han determinado que las altitudes representadas por el producto SRTM son mejores que USGS y que estas diferencias impactan en el resultado de las temperaturas en los modelos.

Por otro lado, el cambio de land-use no promueve un cambio sustancial en las temperaturas (menor a 0.5 °C). Sin embargo, se puede encontrar diferencias cuando los cambios de cobertura implican a la aparición o desaparición de las categorías de suelo *Urbana*, *hielo o nieve* y *cuerpos de agua*. Un ejemplo claro de esto es el efecto de isla de calor que se aprecia en el calentamiento de hasta 2 °C que sufre el área donde se sitúa la ciudad de Lima metropolitana en SIM02 respecto de SIM01 (Figura 4.9.c,f). SIM02 produce el efecto contrario, es decir enfriamiento, al considerar nieve o hielo en ciertas zonas altas cercanas a HWSA. La no consideración de los ríos en ESA genera temperaturas más altas debido a que se genera mayor flujo de calor sensible que calor latente.

Respecto a la variabilidad diaria de la temperatura mínima, los valores por encima de 0.4 del coeficiente de correlación en HWSA indicarían que los procesos que controlan esta variable son parcialmente bien representados. Un proceso que podría estar controlando esta variabilidad es la asociada a la radiación infrarroja incidente en superficie debido a los cambios de nubosidad, como es mostrado por [Saavedra & Takahashi \(2017\)](#) para la zona del valle central del Mantaro. Por otro lado, las variaciones en la cobertura nubosa también estarían controlando las temperatura máxima en esta zona, así como en el MB, y en especial la zona del *valle central del Mantaro*.

Capítulo 6

Conclusiones y recomendaciones

6.1. Conclusiones

Se ha realizado este estudio con la finalidad de determinar la influencia de la topografía y uso de suelos en la zona central del Perú (entre 10 y 14°S), así como su impacto en los bias sobre la precipitación y temperatura superficial del aire (a 2m sobre la superficie). Para esto se ha usado datos de precipitación y temperatura de 57 estaciones meteorológicas distribuidas en 4 regiones: a lo largo de la costa, en la zona alta de la pendiente oeste de los Andes, cuenca del Mantaro y sobre la pendiente este de los Andes. Asimismo, se consideran siete estaciones automáticas con información horaria. También se han obtenido datos simulados a partir del uso de la herramienta numérica Weather Research and Forecasting Model. Se realizaron tres simulaciones, dos para determinar los efectos del cambio de topografía y dos de ellos para determinar los efectos del cambio de land-use. Del análisis conjunto de toda esta información se han podido derivar las siguientes conclusiones:

Precipitación

- Con respecto a la topografía, es claro que esta es mejor representada por el producto SRTM, ya que tiene menos sesgo respecto a las altitudes reales de las estaciones meteorológicas consideradas en este estudio.
- Todas las simulaciones consideran que la precipitación es subestimada en la pendiente oeste de los Andes; y sobrestimada en la cuenca del Mantaro y sobre la pendiente este de los Andes. Sin embargo, los bias son menores cuando se consideran la topografía SRTM. En especial, los bias en ESA se reducen de valores

por encima de 2.0 veces la media observada a valores por debajo de este.

- A pesar de que la lluvia promedio es sobreestimada sobre la cuenca del Mantaro, esta presenta una subestimación sobre el valle central del Mantaro. La subestimación es más pronunciada cuando se considera la topografía SRTM y se asocia a que la convergencia de flujos se da a altitudes menores, es decir a temperaturas más altas, lo que reduce las probabilidades de generación de nubes y lluvia.
- La reducción de los bias (subestimación) de precipitación en la pendiente oeste de los Andes, al considerar SRTM, se asocia al aumento de los flujos provenientes del este. Esto incrementaría la capacidad de producir lluvia en esta zona. Por otro lado, luego del cambio de land-use de lu_USGS a lu_ENEW se observa un incremento de LAI lo que genera mayor humedad y que genera más precipitación.
- En la cuenca del Mantaro, la sobrestimación está asociada a convergencia y a los flujos de humedad superficiales provenientes del oeste, en el caso del cambio de land-use (de lu_USGS a lu_ENEW) se observa un incremento de estos flujos de humedad. Estos flujos son consistentes con observaciones de dirección del viento a diferentes alturas sobre la superficie y su asociación con eventos de precipitación, así como el desplazamiento de la presencia de nubosidad desde la parte oeste del *valle central del Mantaro*.
- Aunque los bias en las estaciones meteorológicas en ESA disminuyen tras el cambio de topografía (de hgt_USGS a hgt_SRTM), los cambios espaciales de la precipitación están asociados a cambios en la convergencia de los flujos de humedad integrados en la vertical. Es decir, incrementos (disminución) de la precipitación e incrementos de la convergencia (divergencia) de estos flujos.
- Respecto a la representación de la variabilidad, la cuenca del Mantaro y la pendiente este son las regiones en donde solo algunas estaciones (menor al 50 %) presentan correlaciones significativas de entre 0.2 y 0.3. Por otro lado, se observa que la cantidad de eventos con precipitación son mejor aproximadas por las simulaciones con topografía hgt_SRTM (SIM01) y land-use lu_ENEW (SIM02). Por otro lado, las horas de mayor precipitación son bien simuladas por los experimentos, especialmente en la pendiente oeste y la cuenca del Mantaro.

Temperatura superficial del aire

- La temperatura del aire en superficie (máximas y mínimas) es subestimada por todas las simulaciones, sin embargo son mejor representadas por la simulación que considera la topografía SRTM. Esto debido a que este producto estima mucho mejor las altitudes de las estaciones meteorológicas.
- La variabilidad de la temperatura mínima es mejor representada sobre la pendiente oeste de los Andes, mientras que la temperatura máxima además de esta región, también simula regularmente sobre el valle central del Mantaro. Esto aplica para todas las simulaciones.

6.2. Recomendaciones

Algunas recomendaciones que se proponen a partir de este estudio son los siguientes:

- Para realizar simulaciones numéricas sobre los Andes del Perú a una escala inferior a la regional, se recomienda usar la topografía más realista posible, ya que esto puede ser relevante para el transporte de humedad y procesos de lluvia orográfica.
- Si bien se ha podido revelar como la topografía puede ser relevante en los procesos de precipitación y temperatura del aire en promedio, se recomienda realizar estudios más específicos en las diferentes regiones consideradas en este estudio. Si es posible, estos estudios deberían considerar información observada más detallada, tales como perfiles verticales y casos de estudio con buena densidad espacial de estaciones meteorológicas.

Bibliografía

- Grossman-Clarke, S., Zehnder, J. A., Stefanov, W. L., Liu, Y., Zoldak, M. A., (2005). Urban modifications in a mesoscale meteorological model and the effects on near-surface variables in an arid metropolitan region. *J. Appl. Meteor.*, 44(9), 1281-1297.
- Grossman-Clarke, S., J.A. Zehnder, T. Loridan, and C.S. Grimmond, (2010). Contribution of Land Use Changes to Near-Surface Air Temperatures during Recent Summer Extreme Heat Events in the Phoenix Metropolitan Area. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49, 1649-1664, <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2362.1>
- Chavez, S. P., Takahashi, K. (2017). Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *Journal of Geophysical Research*, 122(11), 5870-5882. <http://doi.org/10.1002/2016JD026282>
- Chen, F. (2007, April). The Noah land surface model in WRF: a short tutorial. In NCAR, LSM Group Meeting, Apr (Vol. 17).
- Chen, F., Dudhia, J. (2001). Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4), 569-585.
- Cheng, F. Y., Hsu, Y. C., Lin, P. L., Lin, T. H. (2013). Investigation of the effects of different land use and land cover patterns on mesoscale meteorological simulations in the Taiwan area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(3), 570-587.
- De Meij, A., Vinuesa, J.F.F., (2014). Impact of SRTM and Corine Land Cover data on meteorological parameters using WRF. *Atmos. Res.* 143, 351-370. [doi:10.1016/j.atmosres.2014.03.004](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.03.004).

- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077-3107.
- Eva, H.D., Belward, A.S., De Miranda, E.E., Di Bella, C.M., Gond, V., Huber, O., Jones, S., Sgrenzaroli, M., Fritz, S., (2004). A land cover map of South America. *Glob. Chang. Biol.* 10, 731-744.
- Espinoza, J.C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., Lavado, W. (2015) Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research* 51(5), 3459-3475.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S. S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L. Seal, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2). Garreaud, R.D., 2009. The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 22, 3-11. doi:10.5194/adgeo-22-3-2009.
- Garreaud, R.D. (1999) Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. *Monthly Weather Review* 127(5), 901-921.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195. <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>.
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11.
- Giovannettone, J. P., Barros, A. P., (2009). Probing regional orographic controls of precipitation and cloudiness in the central Andes using satellite data. *Journal of Hydrometeorology* 10.1: 167-182.
- Hong, S. Y., Lim, J. O. J. (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc*, 42(2), 129-151.
- Hong, S. Y., Noh, Y., Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9), 2318-2341.
- INEI, (2018). Resultados definitivos de los censos nacionales 2017, Instituto Nacional de Estadística e Informática, 4212 pp.

- Instituto Geofísico del Perú, (2005). Diagnóstico de la cuenca del Mantaro, bajo la visión del cambio climático, Consejo Nacional del Ambiente (CONAM), Lima-Perú.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., Collins, W. D., (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- Jiménez-Esteve, B., Udina, M., Soler, M. R., Pepin, N., Miró, J. R. (2018). Land use and topography influence in a complex terrain area: A high resolution mesoscale modelling study over the Eastern Pyrenees using the WRF model. *Atmospheric Research*, 202, 49-62. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.11.012>
- Joly, D., Castel, T., Pohl, B., Richard, Y. (2017). Influence of spatial information resolution on the relation between elevation and temperature. *International Journal of Climatology*.
- Junquas, C., Takahashi, K., Condom, T., Espinoza, J. C., Chavez, S., Sicart, J. E., Lebel, T. (2018). Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Climate Dynamics*, 1-23.
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170-181.
- Killeen, T.J., Douglas, M., Consiglio, T., Jørgensen, P.M., Mejia, J. (2007) Dry spots and wet spots in the Andean hotspot. *Journal of Biogeography* 34(8), 1357-1373.
- Kim, Y., Sartelet, K., Raut, J.-C., Chazatte, P., (2013). Evaluation of the Weather Research and Forecast/Urban Model over Greater Paris. *Bound.-Layer Meteorol.* 149, 105-132.
- Klein, S. A., Hartmann, D. L. (1993). The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 6(8), 1587-1606
- Lavado Casimiro, W.S., Labat, D., Ronchail, J., Espinoza, J.C., Guyot, J.L., (2013). Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon - Andes basin over the last 40years (1965-2007). *Hydrol. Process.* 27, 2944-2957. doi:10.1002/hyp.9418
- Lee, S. J., Berbery, E. H. (2012). Land cover change effects on the climate of the La Plata Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1), 84-102.

- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L. W. M. J., Merchant, J. W. (2000). Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21(6-7), 1303-1330.
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability.
- Mourre, L., Condom, T., Junquas, C., Lebel, T., E. Sicart, J., Figueroa, R., Cochachin, A. (2016). Spatio-temporal assessment of WRF, TRMM and in situ precipitation data in a tropical mountain environment (Cordillera Blanca, Peru). *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1), 125-141. <https://doi.org/10.5194/hess-20-125-2016>.
- Moya-Álvarez, A. S., Gálvez, J., Holguín, A., Estevan, R., Kumar, S., Villalobos, E., Silva, Y. (2018). Extreme rainfall forecast with the WRF-ARW model in the Central Andes of Peru. *Atmosphere*. <https://doi.org/10.3390/atmos9090362>
- Moya-Álvarez, A. S., Martínez-Castro, D., Kumar, S., Estevan, R., Silva, Y. (2019). Response of the WRF model to different resolutions in the rainfall forecast over the complex Peruvian orography. *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02782-3>
- Muñoz, R. C., Zamora, R. A., Rutllant, J. A. (2011). The coastal boundary layer at the eastern margin of the southeast Pacific (23.4 S, 70.4 W): Cloudiness-conditioned climatology. *Journal of Climate*, 24(4), 1013-1033.
- Ochoa-Sánchez, A., Pineda, L., Crespo, P., Willems, P. (2014). Evaluation of TRMM 3B42 precipitation estimates and WRF retrospective precipitation simulation over the Pacific-Andean region of Ecuador and Peru. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(8), 3179-3193. <https://doi.org/10.5194/hess-18-3179-2014>
- Pitman, A.J., Narisma, G.T., Pielke, R.A., Holbrook, N.J., (2004). Impact of land cover change on the climate of southwest Western Australia. *J. Geophys. Res. Atmos.* 109, 1-12. doi:10.1029/2003JD004347
- Rau, P., Bourrel, L., Labat, D., Melo, P., Dewitte, B., Frappart, F., Lavado, W., Felipe, O., (2017). Regionalization of rainfall over the Peruvian Pacific slope and coast. *Int. J. Climatol.* 37, 143-158. doi:10.1002/joc.4693

- Saavedra, M., Takahashi, K., (2017). Physical controls on frost events in the central Andes of Peru using in situ observations and energy flux models. *Agric. For. Meteorol.* 239, 58-70. doi:10.1016/j.agrformet.2017.02.019
- Sertel, E., Robock, A., Ormeci, C. (2010). Impacts of land cover data quality on regional climate simulations. *International Journal of Climatology*, 30(13), 1942-1953.
- Silva, Y., Takahashi, K., Chávez, R., (2008). Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Adv. Geosci.* 14, 261-264. doi:10.5194/adgeo-14-261-2008
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Dudhia J, Huang X, Wang W, Powers Y (2008). A description of the advanced research WRF Ver. 3. NCAR Technical Note (p. 113). NCAR/TN-475.
- Schicker, I., Arnold, D., Seibert, P. (2015). Influences of updated land-use datasets on WRF simulations for two Austrian regions. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 128. 10.1007/s00703-015-0416-y.
- Thiébaux, J., Rogers, E., Wang, W., Katz, B. (2003). A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(5), 645-656.
- Teixeira, J.C., Carvalho, A.C., Carvalho, M.J., Luna, T., Rocha, A., (2014). Sensitivity of the WRF model to the lower boundary in an extreme precipitation event-Madeira island case study. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 2009-2025. doi:10.5194/nhess-14-2009-2014
- Zubieta, R., Saavedra, M., Silva, Y., Giráldez, L., (2017). Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the Mantaro river basin: Central Andes of Peru. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 31, 1305-1318. doi:10.1007/s00477-016-1235-5ss.

ANEXO

Capítulo A

Figuras complementarias

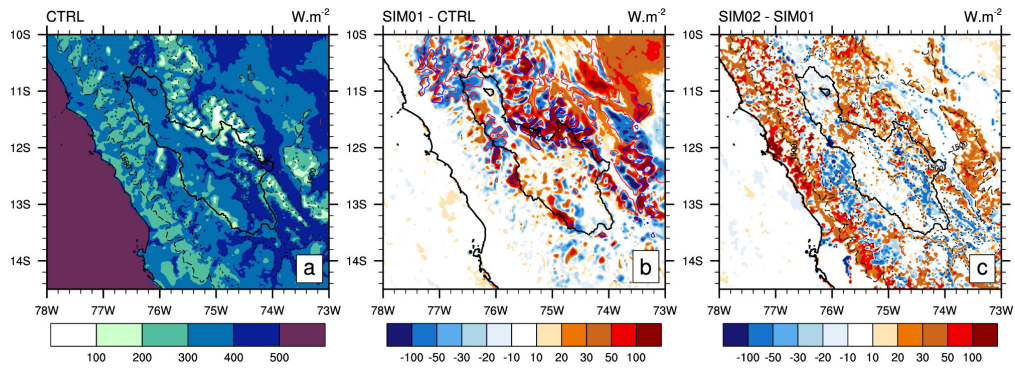


Figura A.1. (a) Radiación neta en CTRL. (b) Cambios de la radiación neta de SIM01 con respecto a CTRL. (c) Cambios de la radiación neta de SIM02 con respecto a SIM01. Las línea negra discontinua y punteada indican los contornos de topografía de 1500 y 3500 m.s.n.m. en (a) y (c). Las líneas azul y roja indican diferencia de topografía de -500 y 500 m.

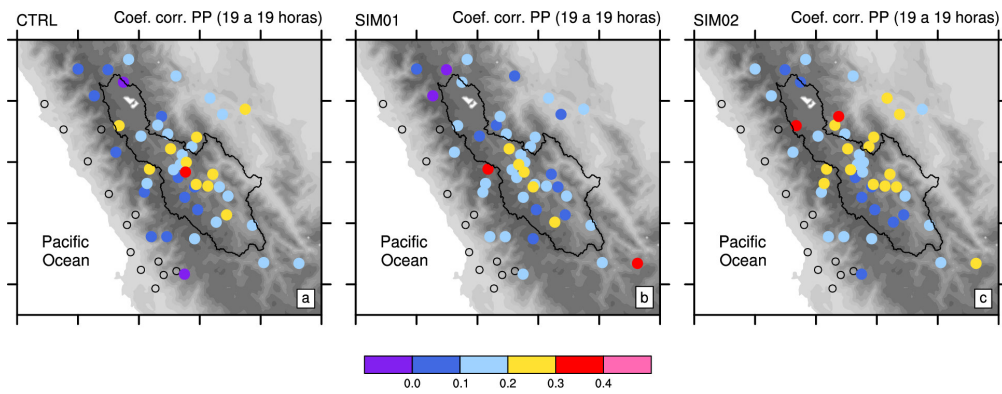


Figura A.2. Coeficiente de correlación entre la precipitación diaria observada y estimada por (a) CTRL, (b) SIM01 y (c) SIM02. Los acumulados de precipitación diario se calculan a partir de las 19 horas.